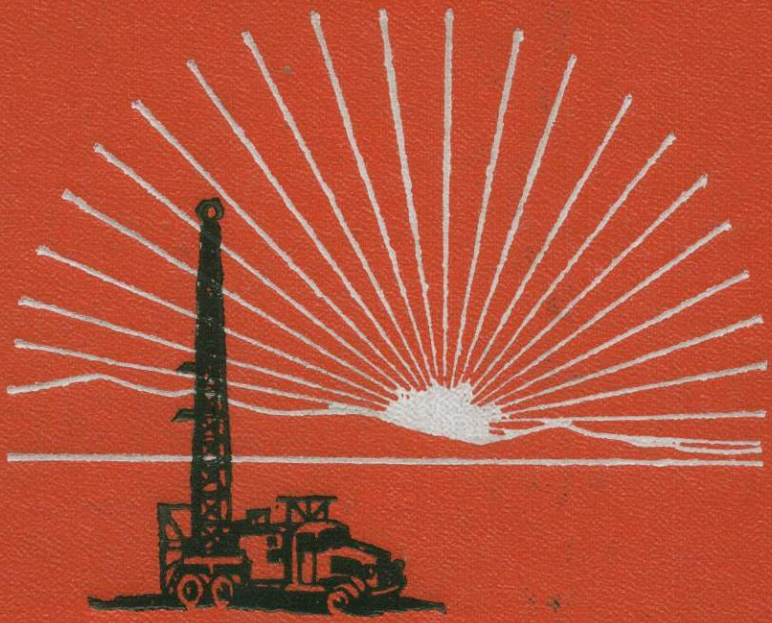


Н. А. Маринов, В. Н. Попов

ГИДРОГЕОЛОГИЯ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ · 1963

ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ
МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

551.49

Н. А. МАРИНОВ, В. Н. ПОПОВ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

1207

Под редакцией
доктора геолого-минералогических наук
профессора Н. И. Толстихина



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1963



11—5—4
УДК 551. 49 (519. 3)

АННОТАЦИЯ

Книга «Гидрогеология Монгольской Народной Республики» состоит из трех частей.

В первой, общей, части даются краткая характеристика истории гидрогеологических исследований, физико-географическое описание страны, особенности ее геологического строения по новейшим данным, отчасти еще не опубликованным в литературе.

Вторая, гидрогеологическая, часть работы начинается с общей характеристики водоносных горизонтов, комплексов и гидрогеологических формаций, развитых на территории Монголии. Далее рассматриваются особенности химического состава, формирования ресурсов подземных вод и дается их оценка; затем приводятся гидрогеологическое районирование территории республики, характеристика использования подземных вод в народном хозяйстве и некоторые вопросы охраны подземных вод, описание гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых.

Третья часть посвящена подземным минеральным водам. В ней охарактеризованы известные на 1962 г. на территории Монголии минеральные источники, условия формирования их химического и газового состава, типизация минеральных вод, закономерности их пространственного размещения, причем эти вопросы рассматриваются в тесной связи с неотектоническими движениями, активно проявляющимися здесь до настоящего времени.

Третья часть работы завершается кратким изложением задач дальнейшего изучения гидроминеральных ресурсов страны и рекомендациями по перспективному их использованию.

Подобная характеристика гидрогеологических условий территории Монголии дается впервые. Книга может быть использована при решении различных народнохозяйственных задач, связанных с планированием гидрогеологических работ, с эксплуатацией подземных вод или борьбой с ними, с использованием минеральных вод в лечебных целях, а также как учебное пособие для студентов геологического факультета Монгольского государственного университета. Она представляет интерес и для широкого круга специалистов, в том числе для геологов, гидрогеологов, бальнеологов и других специалистов, изучающих Центральную Азию и смежные с ней территории СССР и КНР.

ОТ РЕДАКТОРА

Подземные воды в жизни монгольского народа имеют очень важное значение. Они являются основным источником водоснабжения МНР; лишь на севере страны наряду с подземными водами некоторое значение получают воды рек и редких пресных озер. Со времен каменного века население Монголии пользуется для лечения многочисленными минеральными и термальными источниками. На этих источниках в настоящее время базируются хорошо благоустроенные курорты, где трудящиеся лечатся под наблюдением врачебного персонала, и курорты самообслуживания, где квалифицированная врачебная помощь пока еще не налажена.

Подземные воды МНР издавна привлекали внимание исследователей. Однако первые попытки обобщить материал о подземных водах МНР появились недавно. Это были работы: Н. А. Маринова, В. Н. Попова, Н. И. Толстихина «Монгольские аршаны» (1949 г.), А. Т. Иванова «Подземные воды Монгольской Народной Республики» (1958 г.), П. А. Деревянко «Сельскохозяйственное водоснабжение Монгольской Народной республики» (1959 г.), М. П. Запария «Гидрогеологические условия сельскохозяйственного водоснабжения аридной зоны Монгольской Народной Республики» (1961 г.), Журтманы Чогдона «Обводнение пастбищ Монгольской Народной Республики» (1962 г.).

Первые три работы несколько устарели, четвертая и пятая имеют специализированное направление, поэтому некоторые вопросы гидрогеологии Монголии, например, описание минеральных вод, в них опущены.

В капитальном труде Н. А. Маринова и В. Н. Попова «Гидрогеология Монгольской Народной Республики» обобщены все имеющиеся по 1962 г. материалы о подземных водах и минеральных источниках Монголии. В нем учтены и указанные выше сводки. В работе описаны подземные воды различных водоносных формаций, водоносных комплексов и горизонтов, дана их качественная и общая количественная характеристика, а также перспективная гидрогеологическая оценка. В ней подробно описаны минеральные источники и изложены результаты разведочных работ на некоторых из них.

Исключительное разнообразие природных условий — климата, рельефа, гидрографической сети, геологического строения, яркое проявление неотектоники и сейсмики, а также молодого вулканизма, особенно развитого на юго-востоке страны, — все это определило большую сложность гидрогеологии Монголии, наложило свой отпечаток на ее подземные воды, на их размещение и формирование, химию и перспективы использования в различных народнохозяйственных целях. Вместе с тем гидрогеология различных районов страны изучена неодинаково. В одних районах глубокими буровыми скважинами вскрыты и исследованы артезианские воды, в других известны лишь грунтовые воды.

Из-за разнородного по качеству и количеству материала авторы не смогли дать равноценного описания подземных вод всех районов и достаточно полно осветить все вопросы гидрогеологии страны, химию вод и их использование.

Тем не менее труд «Гидрогеология Монгольской Народной Республики» представляет собой ценный вклад в сокровищницу мировой гидрогеологической литературы. В нем не только подведены итоги исследований, но и выявлены слабые места в познании гидрогеологии страны, а также намечены пути дальнейшего изучения подземных вод — этого самого главного полезного ископаемого Монголии.

Нет сомнения, что работа Н. А. Маринова и В. Н. Попова долгое время будет служить настольной книгой для гидрогеологов, геологов, врачей-бальнеологов и других специалистов.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩАЯ

ВВЕДЕНИЕ

Монгольская Народная Республика расположена в центральной части Азии. Территория МНР составляет 1531 тыс. *км*². Наибольшее протяжение ее с запада на восток 2368 *км* и с севера на юг более 1200 *км*. Общая протяженность ее государственных границ превышает 7000 *км*, из которых на долю государственной границы с СССР приходится около 2730 *км*.

На территории МНР проживает около 1 млн. человек. Средняя плотность населения — 6 человек на 10 *км*². Наиболее густо населена центральная часть страны, где плотность населения более одного человека на 1 *км*². Менее всего населены южные (гобийские) пространства страны.

Основную массу населения (около 70%) составляют халха-монголы. На западе Монголии живут монгольские племена — дербеты, мингане, торгоуты, байты, олеты; кроме того, значительный процент населения здесь составляют казахи, тувинцы. На северной окраине восточной части страны проживают буряты, на юго-востоке — монголы племени дариганга.

Столица МНР — г. Улан-Батор (б. Урга), расположен в юго-восточных отрогах Хэнтэя на правом берегу р. Тола, на высоте около 1320 *м* над уровнем моря. Это политический, административный, промышленный, торговый и культурный центр республики.

Основным занятием населения МНР является скотоводство. Долгое время оно носило кочевой характер, преобладало мелкотоварное единоличное хозяйство. Естественно, что это сдерживало развитие не только сельского хозяйства, но и промышленности страны. Поэтому Монгольская Народно-Революционная Партия (МНРП) в своей практической деятельности, руководствуясь ленинским кооперативным планом, проводила в сельском хозяйстве политику, направленную на кооперирование единоличных хозяйств. Объединять единоличные хозяйства в коллективные стали в начале 50-х годов. Но наиболее заметно кооперирование хозяйств ускорилось после принятия в 1955 г. Первым съездом сельскохозяйственных объединений (СХО) примерного устава СХО. Если в 1955 г. процент кооперирования аратских хозяйств составлял 8,6, а обобществления скота — 8,8, то в 1959 г. он увеличился соответственно до 99,3 и 73,3.

В начале 1960 г. в стране насчитывалось 389 СХО, каждое из которых объединяло 475 хозяйств с 59 тыс. голов скота, в том числе 43,4 тыс. общественного скота. «В нашей стране, — говорил председатель Совета Министров МНР и первый секретарь ЦК МНРП тов. Ю. Цеденбал в докладе на IV Пленуме ЦК МНРП в декабре 1959 г., — завершено кооперирование единоличных аратских хозяйств. Этим самым решена одна из труднейших задач социалистической революции — перевод мелких производителей на путь социалистического развития. Это — большая историческая победа нашей партии и всего нашего народа».

Заботясь о развитии скотоводства, МНРП также уделяет внимание развитию земледелия, увеличению посевных площадей путем освоения целинных земель. На III Пленуме ЦК МНРП перед трудящимися республики была поставлена задача «...освоить в 1959—1961 гг. 300 тысяч гектаров целинных земель с тем, чтобы уже с урожая 1961 года обеспечить потребность страны в муке за счет собственного производства». Задача эта выполнена.

Для решения указанной задачи в республике организовано около 30 государственных хозяйств, оснащенных новейшими сельскохозяйственными машинами и оборудованием. В течение двух лет работы этих хозяйств установленный им план производства зерна был не только выполнен, но и значительно перевыполнен. «Значение этого по-существу нового для Монголии дела, — говорил тов. Ю. Цеденбал на III Пленуме ЦК МНРП, — выходит за пределы чисто хозяйственных мероприятий. Широкое внедрение земледелия будет содействовать разрешению проблемы оседания аратов и внедрению современной техники в сельскохозяйственное производство. Кроме того, МНР из страны, потребляющей в области зернопродуктов, превратится в производящую».

Значительны успехи МНР и в области развития промышленности. До прихода к власти Народного правительства в Монголии практически отсутствовала какая-либо промышленность. В настоящее время в стране построены Дзун-Баинский нефтеперерабатывающий завод, шахта Налайха Капитальная, работает несколько рудников по добыче редких металлов и плавикового шпата, созданы реальные предпосылки для развития золотодобывающей промышленности и промышленности строительных материалов. В Улан-Баторе построена крупная электростанция, металлообрабатывающий завод, оснащенные по последнему слову техники; закончены изыскания для проектирования новой топливно-энергетической базы на севере Монголии, в Дарханском районе. В республике успешно развиваются лесная и деревообрабатывающая промышленность, железнодорожный и воздушный транспорт, радио- и телефонная связь.

Кроме того, в различных районах МНР построено несколько десятков промышленных предприятий, обрабатывающих сырье скотоводческого хозяйства и охотничьих промыслов, десятки фабрик и заводов пищевой промышленности, мельничные комбинаты; широко представлена кооперативная промышленность, выпускающая большой ассортимент товаров широкого потребления, и т. д.

Объем валовой продукции промышленности МНР в 1958 г. вырос в 35 раз по сравнению с 1934 г. Продукция государственной промышленности в 1959 г. составила 82% всей валовой продукции промышленности республики.

Значительные успехи в развитии экономики МНР стали возможны благодаря постоянной и бескорыстной помощи, в первую очередь со стороны Советского Союза, который в течение всего периода существования республики представлял ей на весьма выгодных условиях необходимые займы, оборудование, материалы, командировал технических специалистов. Монголии оказывают экономическую помощь также КНР, ЧССР, ГДР и другие страны социалистического лагеря.

Таким образом, в прошлом очень бедная и отсталая страна МНР под водительством МНРП, руководствующейся в своей деятельности учением В. И. Ленина, и с помощью стран социалистического лагеря превратилась в независимую аграрно-индустриальную народную республику, где вся власть принадлежит трудящимся, успешно строящим социалистическое общество.

За годы народной власти МНР добилась также огромных успехов в культурном строительстве. В республике ликвидирована неграмотность, введено всеобщее обязательное обучение детей, создана сеть высших и средних специальных учебных заведений, а также профессионально-технических

школ, готовящих специалистов высшей и средней квалификаций и квалифицированных рабочих для всех отраслей народного хозяйства; небывалого расцвета достигла наука.

В связи с бурным ростом промышленности и быстрым развитием сельского хозяйства МНР увеличивается потребность страны в природных ресурсах, в том числе в подземных водах, необходимых для водоснабжения новостроек промышленности, госхозов и СХО, а также для развития курортного строительства. За последние годы во всех районах страны широко развернулись гидрогеологические исследования, заключающиеся главным образом в массовом бурении разведочно-эксплуатационных скважин на воду, строительстве шахтных колодцев и проведении инженерно-геологических изысканий для конкретных объектов строительства, сопровождающиеся иногда детальными гидрогеологическими и инженерно-геологическими съемками.

Выполнить эти работы более успешно поможет предварительное обобщение ранее накопленных материалов по гидрогеологии и инженерной геологии страны и выявление основных закономерностей распределения, формирования и условий залегания подземных (в том числе и минеральных) вод в весьма разнообразных и сложных природных условиях МНР. Опубликованные работы по подземным водам республики немногочисленны, в них или не рассмотрен весь комплекс перечисленных вопросов или недостаточно полно освещены указанные проблемы. Поэтому авторы сочли необходимым восполнить данный пробел и тем самым облегчить производственным и научным организациям МНР решение поставленных перед ними больших народнохозяйственных задач и научных проблем.

При составлении работы использованы фондовые материалы Геологоразведочного управления при Совете Министров МНР, Комитета наук МНР, Министерства сельского хозяйства МНР, Министерства промышленности МНР, опубликованные работы, а также данные личных наблюдений авторов, много лет изучавших геологию и гидрогеологию Монголии и смежные с ней территории СССР.

В настоящей работе, помимо общих глав, необходимых для дальнейших выводов по гидрогеологии, дается достаточно подробная общая характеристика водоносных горизонтов, комплексов и гидрогеологических формаций, рассматривается влияние климата, рельефа, тектоники и других природных факторов на формирование химического состава и ресурсов подземных вод; приводятся гидрогеологическое районирование территории МНР, характеристика существующего и перспективного использования подземных вод для развития отдельных отраслей народного хозяйства; впервые даются подробное описание подземных минеральных вод и высококонцентрированных рассолов артезианских бассейнов межгорных котловин, классификация минеральных источников и их районирование, а также некоторые сведения о ресурсах минеральных вод в связи с развитием в стране курортного строительства; рассматриваются также некоторые вопросы охраны подземных вод.

Отдельные главы работы составлены следующими авторами: введение, гл. I, первый, второй и третий разделы гл. II — Н. А. Мариновым и В. Н. Поповым, раздел четвертый — мерзлая зона Земли (многолетняя криолитозона, подземная криосфера) гл. II, главы III—X — Н. А. Мариновым; главы XI, XII, XIV, XV — В. Н. Поповым, гл. XIII — В. Н. Поповым и Н. И. Толстихиным.

ГЛАВА I

ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые сведения о подземных водах современной территории МНР встречаются в трудах и отчетах русских исследователей, посетивших ее в разные годы, главным образом с целью географического и геологического изучения. Так, в трудах известных русских путешественников и ученых — Н. М. Пржевальского [167—171], Г. Н. Потанина [162—165], М. В. Певцова [151], В. А. Обручева [131—136], Г. Е. Грум-Гржимайло [39], П. К. Козлова [81, 82], Я. П. Шишмарева [231], З. Л. Матусовского [121], Н. М. Ядринцева [235, 236, 237] сообщаются сведения о местонахождении колодцев и родников, о качестве подземных вод, приводятся описание рек и озер, некоторые данные об их режиме и многолетнемерзлых породах, а также о минеральных источниках. Большинство этих сведений в настоящее время утратили свое значение, но некоторые из них и до сих пор представляют большой интерес.

Более полные и всесторонние наблюдения за подземными водами появляются в трудах ученых-геологов и почвоведов, посетивших Монголию со специальными целями в начале текущего столетия. В работе Л. И. Прасолова [166], совершившего в 1912 г. поездку от Кяхты до Урги (Улан-Батора), приводятся сведения о многолетнемерзлых породах, развитых на отдельных участках, а также данные о глубине залегания грунтовых вод. Об интересных наблюдениях за подземными водами, многолетнемерзлыми породами и минеральными источниками сообщается в работе М. А. Усова [217], который приблизительно в то же время провел геологические исследования в Хэнтэйском золотоносном районе, севернее и северо-восточнее Улан-Батора. В частности, этот ученый первый дал описание горячих минеральных источников в верховьях Онона.

В 1919 г. в составе экспедиции И. Ф. Молодых, изучавшей р. Селенга с целью организации судоходства по ней, Монголию посетил Н. И. Толстихин [202]. В его работе приводятся сведения о геологии обследованных участков реки, о многолетнемерзлых породах, водоносности отложений, родниках и болотах.

После установления власти Народно-Революционного правительства в МНР создаются научно-исследовательские учреждения и производственные организации, которые систематически изучают подземные воды как один из важнейших факторов, способствующих развитию основной отрасли экономики страны — животноводства.

Учрежденный в начале этого периода Комитет наук МНР проводит исследования при активной помощи ряда экспедиций АН СССР, направленных в различные районы страны главным образом с целью геологического

изучения и частично для изучения ее многочисленных озер, минеральных источников и подземных вод. Особенно много интересных данных по минеральным, главным образом углекислым, источникам собрал Б. М. Куплетский [92, 93], проводивший в 1926—1929 гг. маршрутные геологические исследования в юго-восточных отрогах Хэнтэя.

В 1926—1927 гг. минеральные источники МНР изучал В. А. Смирнов [186]. Он опубликовал результаты своих исследований лишь в 1932 г. В его работе приводятся химический состав минеральной воды источников, краткие сведения об общих условиях их выходов и температуре. Автор дал описание двух групп источников — горячих, сероводородных, в пространственном отношении приуроченных к Хангайско-Хэнтэйскому горному району, и холодных углекислых, распространенных главным образом в Восточной Монголии, где, по В. А. Смирнову, на формирование их химического и газового состава повлияли широко развитые в указанном районе породы осадочного происхождения и молодые вулканические процессы, подземная криосфера.

В 1931 г. другой сотрудник экспедиции АН СССР П. М. Васильевский [22, 23] провел маршрутные гидрогеологические исследования по старому тракту Улан-Батор — Далан-Цзадагад и более детально обследовал участок в Южно-Гобийском аймаке, расположенный между хр. Гурван-Сайхан и горой Дзолэн. В работе этого исследователя сообщаются сведения о глубине залегания грунтовых вод, описывается влияние рельефа на их минерализацию и характер распространения.

Этим, собственно, и исчерпываются сведения о подземных водах МНР, собранные с конца XIX века до 30-х годов текущего столетия. Они немногочисленны, отрывочны, разнородны и, несомненно, не могли удовлетворять все возрастающие потребности быстро развивающегося народного хозяйства страны.

Широкий размах гидрогеологические исследования в МНР приобрели с начала 40-х годов, после организации в стране (1931 г.) по просьбе правительства МНР Восточной экспедиции Комитета по делам геологии при СНК СССР.

С самого начала своей деятельности Восточная экспедиция по заданиям различных министерств и хозяйственных организаций развернула массовое строительство, особенно в восточной части страны, шахтных, а в некоторых районах — и буровых колодцев для водоснабжения аратских хозяйств и Улан-Батора, сопровождавшееся местами производством гидрогеологических съемок. В этих исследованиях приняли участие А. Т. Бобрышев, В. Н. Бородько, В. И. Заверин, А. Т. Иванов, В. Ф. Ковалев, А. В. Лебедев, А. А. Маккавеев, П. А. Панкратова, В. Н. Попов, А. Я. Стефаненко и др.

А. Т. Бобрышев, А. В. Лебедев и В. Н. Попов изучили гидрогеологические особенности территории Улан-Батора, установили мощность аллювиальных отложений долины Толы и исследовали их водоносность, доказали наличие на территории города островов многолетнемерзлых пород. На площадке Промкомбината им. Чойбалсана были вскрыты углекислые минеральные воды, что позволило впоследствии организовать курорт и успешно разрешить основные вопросы водоснабжения Улан-Батора и новостроек города за счет главным образом пресных аллювиальных вод долины Толы.

А. А. Маккавеев [109, 110] сделал первую попытку гидрогеологического районирования части Южно-Гобийского аймака в районе Далан-Цзадагада, выделив в пределах обследованной площади горные хребты с трещинными водами и межгорные котловины с напорными водами в «гобийских» отложениях. Этот исследователь изучил также режим изменения минерализации родника в Далан-Цзадагаде.

Работами В. Н. Попова, А. Я. Стефаненко и других перечисленных выше исследователей в Восточном и Восточно-Гобийском аймаках была

доказана водоносность эффузивно-туфогенных образований юры, разновозрастных интрузивных пород, меловых, третичных и аллювиальных четвертичных отложений. Кроме того, ими было изучено качество подземных вод, произведены откачки воды из скважин и установлен их дебит при различных ее понижениях.

В. И. Заверин [51] в результате гидрогеологических исследований в Цогто и Бэгэр сомонах установил наличие в высокогорных долинах Монгольского Алтая островов многолетнемерзлых пород, а также изучил водоносность метаморфических образований палеозоя, интрузивных пород и четвертичных отложений.

Небольшие гидрогеологические работы и наблюдения проводились в это время также при поисковых и разведочных работах на месторождениях полезных ископаемых, главным образом угольных и горючих сланцев. Так, в 1931 г. Д. Д. Теннер при поисковых работах на уголь и горючие сланцы в бассейне р. Убур-Джиргаланту установил обводненность нижнемеловых отложений. Аналогичные данные получил В. Л. Маградзе при разведке Налайхинского угольного месторождения под Улан-Батором. Г. Л. Падалка установил высокую обводненность аллювиальных отложений золотоносных долин северо-западного Хэнтэя. В. И. Жерехов осуществлял разведку и проводил гидрогеологические наблюдения с откачками на Баян-Булакском буроугольном месторождении. В. И. Чулошников и Ф. А. Захаркин характеризуют водоносность пород в районе юго-западных склонов Хангая в бассейне рек Ульдзейту и Байдарик, в аллювиальных отложениях которых были открыты золотоносные россыпи. Гидрогеологические условия Тушилгинского каменноугольного месторождения изучали в этот период Ф. К. Шипулин и А. Ф. Мушников.

В то время, когда Восточная экспедиция проводила гидрогеологические исследования, большие буровые работы на воду в различных районах страны выполняли тресты Бурвод, Спецгео и Трансводпроект, а также организованный в 1938 г. в составе Министерства животноводства и земледелия департамент водоснабжения, преобразованный позднее в отдел водного хозяйства того же Министерства. Работы отдела заключались в организации строительства главным образом шахтных колодцев для водоснабжения аратских хозяйств, общегосударственного учета их и в консультации аратов по строительству колодцев.

В результате этих работ были разрешены вопросы водоснабжения железных дорог Эрэн-Цав — Чойбалсан, Чойбалсан — Тамцаг-Булак и Улан-Цирик — Дзун-Булак; обеспечены подземной водой многие тысячи аратских хозяйств, на больших площадях охарактеризована водоносность различных стратиграфических комплексов пород, особенно третичного и мелового; изучены условия формирования подземных вод некоторых депрессий, вертикальная и горизонтальная их зональность, влияние рельефа на распределение подземных вод; обнаружены новые участки с развитием островов многолетнемерзлых пород, местами вскрыты минеральные воды.

Начало 50-х годов характеризуется еще более широким развитием гидрогеологических работ, результаты которых целесообразно рассмотреть по направлениям общерегиональных гидрогеологических исследований, связанных с изучением минеральных вод, разрешением вопросов водоснабжения, шахтной и нефтяной гидрогеологии.

С 1940 по 1945 г. на больших площадях Южно-Гобийского, Восточно-Гобийского, Чойбалсанского, Сухэ-Баторского, Хэнтэйского и Центрального аймаков в связи с необходимостью обводнения этих территорий подземными водами проводились комплексные геологические и гидрогеологические съемки в масштабах 1 : 200 000, 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000. В этих работах приняли участие М. И. Александрова, С. Н. Алексейчик, В. А. Груничева, В. В. Дельнов, Ю. С. Желубовский, В. Ф. Ковалев, Н. Л. Кудрявцева, К. К. Кусакина, Н. А. Маринов, Н. Е. Невзоров,

П. А. Панкратов, А. И. Перельман, Н. Ф. Соловьев, Л. Я. Стефаненко, Р. А. Хасин и др.

Одновременно с проведением этих съемок осуществлялись главным образом в северных районах МНР поисковые работы на редкие и цветные металлы, во время которых попутно велись наблюдения за подземными водами. К числу подобных работ относятся исследования М. В. Бесовой в бассейне р. Ацзаргаин-Гол (Желтуры), М. А. Анпилова, А. Х. Иванова, Н. Л. Кудрявцевой, С. А. Щербакова, Н. С. Яковенко в Прихубсугулье и по левобережью Селенги. В Хэнтэе аналогичные работы выполнялись под руководством В. В. Батурина, Ю. С. Желубовского, А. Х. Иванова, М. Г. Королева, И. Н. Лукьянова, П. Е. Луненок, К. Д. Помазкова, Ю. Я. Петровича, С. Е. Синицкого, Р. А. Хасина, Н. И. Хомизури; в Монгольском Алтае — В. А. Амантовым, Б. Ф. Жилевским, А. Х. Ивановым, И. Н. Лукьяновым, П. С. Матросовым, С. Е. Синицким и др.

В результате этих исследований получены весьма интересные в научном и практическом отношениях материалы, позволившие составить первое общее представление о гидрогеологических условиях обширной территории, расположенной в центральной части Азии.

В 1944—1945 гг. в районе курорта Хучжиртэ, по заданию Центрального совета профессиональных союзов, под руководством В. Н. Попова проводились гидрогеологические исследования в связи с необходимостью изучения минеральных источников. Работы дали большой и разнообразный материал не только для генеральной реконструкции курорта, но и для познания закономерностей формирования типичных термальных вод страны.

В 1946 г. В. Н. Попов изучал минеральные источники, находящиеся в других районах МНР. Всего он обследовал 26 минеральных источников, расположенных главным образом в северной части страны на площади около 200 тыс. *км*^{2}. В его сводной работе по температуре и газовому составу выделены холодные минеральные источники, газирующие углекислотой, относящиеся к первой провинции, и термальные источники, газирующие азотом, составляющие вторую провинцию минеральных вод.

В 1958 г. небольшие каптажные работы под руководством П. М. Иванова были проведены на минеральном источнике Чжанчублинг, в 70 *км* восточнее Улан-Батора, на базе минеральных вод которого в настоящее время построен и работает небольшой курорт.

Следует отметить, что при проведении гидрогеологической съемки и поисковых работ на полезные ископаемые в различных районах МНР были впервые описаны ранее неизвестные в литературе минеральные источники, что позволило расширить представление о гидроминеральных ресурсах страны. Более подробная история исследований отдельных минеральных источников приводится в главе XI настоящей работы.

Наиболее многочисленные работы в характеризуемый период были проведены в связи с решением вопросов водоснабжения городов и населенных пунктов не только в центральной части страны, но и в южных и западных ее районах, в гидрогеологическом отношении совершенно почти не изученных. В этот период проводились детальные гидрогеологические исследования в районе Улан-Батора, в результате чего удалось подтвердить сделанный ранее В. Н. Поповым [153] вывод о том, что единственным и надежным источником централизованного водоснабжения города могут быть лишь аллювиальные воды долины Толы; аналогичные работы проводились в районе г. Дзун-Баин, для водоснабжения города и нефтепромыслов, горнодобывающих предприятий Модото, Югодзыра, Тумен-Цогто, Барун-Цогто, Ихэ-Хайрхана, рабочих поселков Налайхи и Дзун-Хары, железной дороги Сухэ-Батор — Улан-Батор — Дзамын-Удэ. По-прежнему, но в еще более широком масштабе осуществлялись буровые работы на воду для водоснабжения пастбищных угодий, целинных земель и аратских населенных пунктов. В проведении этих работ участвовали С. П. Албул, А. А. Андреев,

Л. Н. Аристовская, В. В. Батурин, Б. А. Воротников, К. И. Гоманько, И. Н. Лукьянов, Н. А. Маринов, Н. Е. Невзоров, В. Н. Попов, В. Ф. Федотов, В. А. Чеховский, Чогдон, специалисты Венгерской Народной Республики и других стран народной демократии.

В связи с развитием горной промышленности в стране возникла необходимость изучить гидрогеологические условия месторождений полезных ископаемых с целью определения возможных притоков воды в горные выработки при их эксплуатации. Так, за последние двадцать лет были детально изучены гидрогеологические условия Налайхинского, Дзун-Булакского, Табун-Тологойского, Шараингольского, Мурэнского угольных месторождений, Югодзырского вольфрам-молибденового месторождения, Обосомонского, Санжинского, Галшараинского флюоритовых месторождений, Хара-Тологойского полиметаллического месторождения и некоторых других. Эти работы осуществлялись Л. Н. Аристовской, П. Е. Архиповой, С. Д. Капрановым, Лхамэ Сурэном, М. И. Носиковым, Т. Наумовой, В. А. Чеховским и др.

Первые сведения о глубоких водах Дзун-Баинского нефтяного месторождения были сообщены в 1942 г. В. В. Дельновым. После возобновления поисково-разведочных работ на нефть в 1948 г. были исследованы глубокие воды почти всех крупных депрессионных зон, межгорных котловин МНР. В результате этого к настоящему времени в глубоких зонах межгорных котловин выявлены обширные площади высокоминерализованных подземных вод хлор-кальциево-натриевого состава, изучена горизонтальная и вертикальная зональность их, установлена тесная зависимость химического состава этих вод от тектоники межгорных котловин, состава водовмещающих пород и особенностей геологического развития отдельных участков страны.

Приведенные материалы показывают, что за послереволюционный период развития МНР в изучении подземных вод страны достигнут большой прогресс. Охарактеризована водоносность почти всех стратиграфических комплексов пород, накоплен большой материал об общих закономерностях распределения ресурсов подземных вод и формирования их химического состава в зависимости от климатических, геоморфологических и структурно-тектонических особенностей закартированных территорий; в ряде районов установлена тесная связь состава подземных вод с составом пород, в которых они движутся; успешно разрешены вопросы водоснабжения многих населенных пунктов, пастбищных угодий и целинных земель, изучены многочисленные разнообразные минеральные источники, на базе которых в МНР могут быть построены народные здравницы для лечения различных заболеваний и т. д.

При проведении на воду буровых работ, строительстве шахтных колодцев, геологических и гидрогеологических съемках было установлено также развитие многолетнемерзлых пород на описываемой территории. Многолетнемерзлые породы преобладают в основном в северной части страны, где они образуют небольшие острова, приуроченные к речным долинам, озерным котловинам и очень редко к высоко приподнятым склонам северной экспозиции горных возвышенностей. Установление очагов развития многолетнемерзлых пород на территории МНР позволило уточнить южную границу распространения подземной криосферы в пределах центральной части Азии (что имеет важное научное значение) и дать практические рекомендации при осуществлении строительства в местах с островами многолетнемерзлых пород.

С начала 30-х годов до настоящего времени был составлен ряд сводных работ и опубликовано значительное количество статей по различным вопросам гидрогеологии МНР.

Наиболее ранней является небольшая рукопись-сводка о полезных ископаемых, составленная в 1933 г. И. П. Рачковским, в которой содержится очень краткое описание минеральных источников страны. В том же году

Н. И. Толстихин публикует статью, где рассматриваются причины пестрой минерализации химического состава воды озер Северной Монголии.

В 1935 г. С. Ю. Беленький и П. Г. Чунтомов [14] дали краткое описание 17 минеральных источников, а В. Н. Попов [153] осветил состояние водоснабжения и ресурсов подземных вод восточной части МНР, а также перспективы улучшения водоснабжения аратского скотоводческого хозяйства в гобийских районах страны и Улан-Батора.

В 1937 г. в трудах XVII сессии Международного геологического конгресса был опубликован доклад Н. И. Толстихина и А. И. Дзенс-Литовского [206] о подземных минеральных водах Северной Азии в связи с ее геологическим строением, в котором авторы сделали первую попытку районирования минеральных вод этой обширной территории — составили карту провинций минеральных вод, включая и территорию МНР.

Небольшая заметка о состоянии водоснабжения некоторых сомонов Центрального аймака была опубликована в 1939 г. В. Н. Бородько.

С 1938 по 1943 г. сотрудники треста Спецгео Н. В. Глазов, А. Л. Даниловский, Н. Л. Кудрявцева, Ц. Я. Мирская, А. И. Перельман, В. Н. Попов, Н. И. Толстихин составили сводные справочные очерки, главным образом по географии, геологии и минеральным ресурсам страны, но содержащие также и краткую характеристику подземных вод и условий существующего водоснабжения ее.

В 1945 г. Н. А. Маринов составил сводную работу по подземным водам крайней восточной части МНР, расположенной к востоку от 114 меридиана. В ней систематизированы и обобщены ранее имевшиеся и новейшие материалы по геологии и гидрогеологии, полученные во время комплексных геологических и гидрогеологических съемок. Отдельные положения работы, посвященные главным образом вопросам формирования подземных вод, опубликованы автором в статьях в 1947, 1948 и в 1956 гг. [112—114, 117]. Аналогичную работу по юго-восточной Гоби в 1947 г. написал А. Я. Стефаненко. Небольшая заметка этого исследователя, посвященная проблеме формирования подземных вод, была опубликована в 1949 г. [191].

В 1946 г. Н. А. Маринов, В. Н. Попов и Н. И. Толстихин [111] составили сводку о минеральных источниках МНР, которая была переведена на монгольский язык и в 1949 г. опубликована в трудах Комитета наук МНР. В ней содержится описание 51 минерального источника, среди которых установлены: холодные углекислые и термальные азотные, составляющие две провинции минеральных вод МНР. В работе выделены наиболее интересные в бальнеологическом отношении минеральные источники и рассмотрены взгляды советских исследователей на происхождение углекислых и термальных вод.

В 1947 г. В. Н. Попов и Н. А. Маринов составили новую краткую сводку данных о минеральных водах Северной Монголии, в которую включили описание источников, открытых при проведении геологических и гидрогеологических съемок. В отличие от ранее составленных сводок на схематической карте природных минеральных вод МНР, приложенной к этой работе, авторы показали уже не две, а три провинции минеральных вод. Третью провинцию образовали высокоминерализованные и разнообразные по химическому составу подземные воды межгорных котловин.

Все эти данные о природных минеральных водах МНР в 1951—1952 гг. были обобщены в докторской диссертации В. Н. Попова, основные положения которой, касающиеся главным образом проблемы формирования и закономерностей пространственного распространения различных типов минеральных вод на обширной территории МНР, были опубликованы в статьях автора в 1959 и 1962 гг. [154, 155, 158].

В 1958 г. в трудах Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР опубликована работа А. Т. Иванова [56], впервые характеризующая подземные воды территории МНР в целом и составленная на основе обобще-

ния материалов приблизительно на конец 1950 г. В работе достаточно подробно охарактеризованы грунтовые воды и дано схематическое описание артезианских вод некоторых межгорных котловин. Работа является существенным вкладом в познание гидрогеологических особенностей страны.

В 1959 г. в трудах той же лаборатории опубликована работа П. А. Деревянко [45], посвященная характеристике условий сельскохозяйственного водоснабжения МНР. В ней дается подробное описание поверхностных и краткое грунтовых вод МНР, используемых главным образом для водоснабжения кочевого животноводства; намечены мероприятия по его улучшению, расширению сети колодцев и технике их использования. Хотя в работе обобщены материалы лишь по 1948 г., она не потеряла своего практического значения до настоящего времени.

Таким образом, наш краткий обзор гидрогеологических исследований, выполненных на территории МНР за период ее послереволюционного развития, показывает, что к настоящему времени о подземных водах этой огромной страны, составляющей одну из интереснейших частей Центральной Азии, накопился большой материал, который почти неизвестен широкой научной общественности и практическим работникам. Авторы надеятся, что этот пробел в какой-то мере будет восполнен публикацией настоящей работы, в которой содержится достаточно подробное описание условий распространения и формирования пресных и минеральных подземных вод, характеристика их народнохозяйственного значения и перспектив использования как минерального сырья для различных отраслей промышленности и курортного строительства.

ГЛАВА II

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

РЕЛЬЕФ

Монгольская Народная Республика — это преимущественно горная страна, приподнятая над уровнем моря в среднем на 1580 *м*. Горы сосредоточены главным образом в западной ее части, где самые высокие вершины их достигают 4355 *м* абсолютной высоты (горная группа Табын-Богдо-Ола). Восточная часть страны равнинная. Абсолютная высота местности здесь снижается до 552 *м* (оз. Хух-Нур).

1207

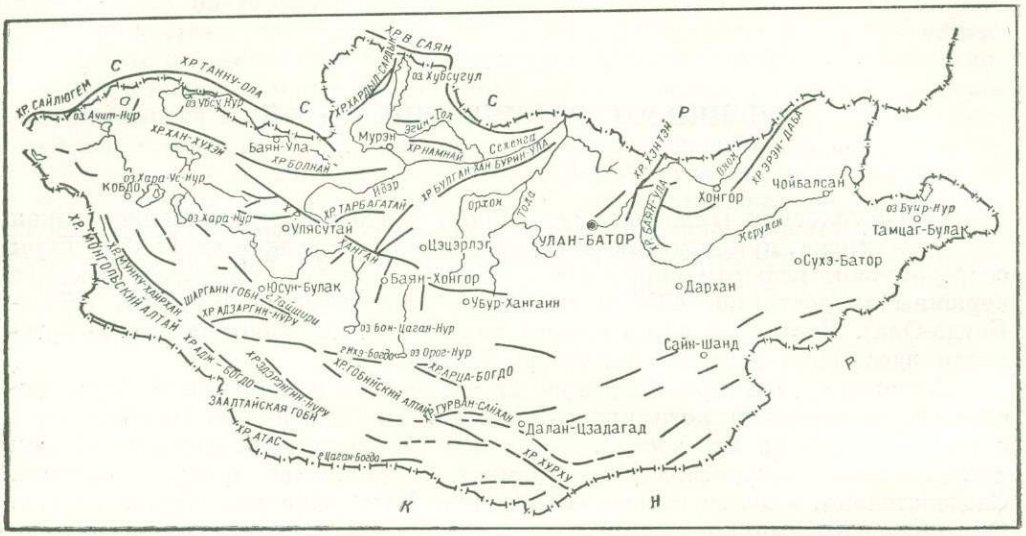
Главные хребты и разделяющие их межгорные понижения в большинстве своем тектонического происхождения. На западе они простираются с северо-запада на юго-восток. Восточнее 104 меридиана господствующим направлением орографических элементов становятся северо-восточные. Следовательно, в целом горные сооружения МНР образуют крупные дуги. Они обращены выпуклой своей частью на юг, но отдельные их составляющие местами имеют торцовое сопряжение (рис. 1).

Основными орографическими элементами страны являются: на западе — Монгольский Алтай, Гобийский Алтай, Сайлюгем; на севере — Хангай и Хэнтэй. Между Монгольским Алтаем и Хангаем располагается Котловина Больших озер, на юге горные сооружения Хангая отделяются от гор Гобийского Алтая Гобийской долиной озер, значительная часть Южной Монголии занята пустынно-степными пространствами Гоби, в восточной части страны раскинулись безбрежные пространства приподнятых равнин Восточной Монголии.

Монгольский Алтай — самая крупная горная система Монголии. Он начинается в горной группе Табын-Богдо-Ола, являющейся крупным центром современных ледников Алтая. Отсюда Монгольский Алтай продолжается в юго-восточном направлении, где постепенно снижается и отклоняется к востоку. Примерно на 99 меридиане он переходит в почти широтный хр. Гобийский Алтай, вместе с которым имеет длину около 2000 *км*. Ширина Монгольского Алтая на северо-западе около 350 *км*, на юго-востоке она уменьшается до 150 *км*. Средняя абсолютная высота хребта 3000—3500 *м*. С юго-запада Монгольский Алтай ограничен Джунгарской котловиной с оз. Улюнгур, лежащем на абсолютной высоте 480 *м*, а с северо-востока — Котловиной Больших озер, в пределах которой местность снижается лишь до 1104 *м* над уровнем моря (оз. Хара-Нур). Отличительной чертой Монгольского Алтая является асимметрия его склонов: северо-восточный склон относительно пологий и короткий, возвышающийся над Котловиной Больших озер в среднем на 2000—2500 *м*, юго-западный более крутой и длинный, местами

уступообразный, возвышающийся над Джунгарской котловиной в среднем на 2500—3000 *м*.

Широкими продольными долинами Монгольский Алтай расчленен на ряд параллельных горных цепей, иногда кулисообразно заходящих одна за другую, которые в свою очередь поперечными эрозионными долинами и седловинами разделены на отдельные хребты и массивы, часто имеющие различные наименования. Самые высокие горы Монгольского Алтая покрыты современными ледниками, особенно широко распространенными в горной группе Табын-Богдо-Ола и в некоторых других горных массивах. По гребню Главного хребта Монгольского Алтая проходит мировой водораздел. На юг от него лежат истоки Иртыша, относящегося к бассейну Северного Ледовитого океана, на север — истоки р. Кобдо, несущей свои воды в бессточную Котловину Больших озер.


ХР. САЙЛЮГЕМ
ХР. ТАННУ-ОЛА
ХР. ХАН-ХУХЭЙ
ХР. БОЛНАЙ
ХР. ТАРБАГАТАЙ
ХР. БУЛГАН-ХАН БУРИНТУЛА
ХР. ХЭНТЭЙ
ХР. ЭРЭН-ДАБА
ХР. ЧОЙБАЛСАН
ХР. ГОБИЙСКИЙ АЛТАЙ
ХР. ГУРВАН-САЙХАН
ХР. ХУРХУ
ЗААДТАЙСКАЯ ГОБИ
ХР. АТАС
ХР. ДЭЛЭГЭРНИГИЙН-НУРУ
ХР. ХАРИЦА-БОГДО
ХР. ИХЭ-БОГДО
ХР. ЦАГАН-БОГДО
ХР. ЦАГАН-ШИБЭТУ
ХР. ХАНГАЙ
ХР. ХАМНАЙ
ХР. ОРХОН
ХР. ТОЛА
ХР. ХЭРУЛЭН
ХР. БАЯНГОЛ
ХР. ЦАГАН-ТОЛГОЙ
ХР. ЦАГАН-ШИБЭТУ
ХР. ЦАГАН-ТОЛГОЙ
ХР. ЦАГАН-ТОЛГОЙ
ХР. ЦАГАН-ТОЛГОЙ

Хр. Сайлюгем начинается в горной группе Табын-Богдо-Ола и простирается в северо-восточном направлении. Это высокое горное сооружение, отдельные вершины которого поднимаются до 4245 *м* над уровнем моря. Восточнее р. Цаган-Бургас он представляет волнистое плоскогорье с глубокими седловинами — перевалами, пропиленными реками, на котором наблюдаются отдельные плоские возвышенности. В хр. Сайлюгем широко распространены следы древнего оледенения в виде отложений конечных морен и проявлений ледниковых форм рельефа (троговых долин, ледниковых цирков), а также имеются многочисленные, но небольшие по размерам современные ледники.

Основной орографической единицей Хангая является главный или магистральный хребет того же названия, заканчивающийся на северо-западе хр. Хан-Хухэй. Хангай имеет хорошо выдержанное северо-западное простирание, параллельное Монгольскому Алтаю. Несколько восточнее 103 меридиана оно сменяется широтным, которое далее на восток постепенно переходит в северо-восточное простирание. По гребню этого хребта проходит мировой водораздел между бассейном Северного Ледовитого океана и бессточными бассейнами Центральной Азии. Наибольшая абсолютная высота хребта достигает 4031 *м* (гора Отхон-Тэнгри). Гора покрыта вечными снегами и несет на себе небольшой ледник. Водораздельная часть хребта лежит в среднем на высоте около 3000 *м* над уровнем моря.

От Хангая на север и северо-восток отходят многочисленные, иногда очень крупные отроги (хребты Тарбагатай, Болнай и др.), составляющие северные его предгорья, постепенно понижающиеся на северо-восток. Они расчленены густой сетью притоков Селенги и Орхона, берущих начало с главного хребта Хангайских гор. Южный склон Хангая безлесный и густо изрезан сухими руслами временных водотоков. Здесь наряду со сглаженными формами широко развиты резкие, зазубренные формы рельефа, речная сеть слабая, а восточнее р. Онгин-Гол она совсем отсутствует. В истоках рек Байдарик, Туйн-Гол и Тацаин-Гол южный склон Хангая на небольшом протяжении сильно снижается, после чего образует обширное плато, наклоненное и резко обрывающееся крутым уступом в сторону Гобийской долины озер.

Хр. Хан-Хухэй является северо-западным окончанием Хангая. Верхний его пояс, в восточной части поднимающийся до 2919 *м* над уровнем моря, имеет широкий и плоский слабо покатый гребень, а также пологие склоны с широкими долинами и следами древнего оледенения. Формы рельефа на северном склоне хребта мягкие, сглаженные, на южном — более резкие, скалистые. По окраинам хребет крутыми уступами обрывается к приозерным равнинам. Северный склон покрыт лесами и прекрасными горными лугами; на южном склоне, находящемся под влиянием пустынь Центральной Азии, расстилаются сухие степи, изрезанные глубокими безводными оврагами.

На восток от оз. Хубсугул расположено волнистое плоскогорье абсолютной высотой более 2000 *м*. К долинам Селенги и ее левого притока р. Эгин-Гол оно понижается. Здесь плоскогорье густо прорезано гидрографической сетью системы р. Ури-Гол — левого притока Эгин-Гола. Горы в этом месте преимущественно залесены, а равнинные части плоскогорья заболочены, так как климат влажный. Вдоль западного берега Хубсугула простираются горы Хардыл-Сардык и Баян-Ула, относящиеся уже к системе Восточного Саяна. Отдельные вершины этих гор достигают 3180—3460 *м* абсолютной высоты. Водоразделы большей частью имеют альпийские формы рельефа, склоны гор изрезаны глубокими ущельями и богаты осыпями, вершины более низких гор плоские, местами покрыты полями базальтов. Хребет Хардыл-Сардык круто обрывается на запад к Дархатской котловине, на дне которой расположено оз. Дод, откуда берет начало р. Шишхид-Гол — один из истоков Енисея. Западнее Дархатской котловины раскинулись средней

высоты отроги Танну-Ола, густо расчлененные гидрографической сетью и местами залесенные.

Горы Хэнтэя занимают обширную северо-восточную часть МНР. Имея северо-восточное простирание, эти горы являются мировым водоразделом между бассейнами Северного Ледовитого и Тихого океанов, с одной стороны, и бессточными бассейнами Центральной Азии, с другой. Протяженность Хэнтэя 1100 *км*, а максимальная ширина, приходящаяся на меридиан Улан-Батора, 340 *км*. Самая высокая точка горной системы голец Асаралт имеет высоту 2751 *м* над уровнем моря, вершины гор Эхедэ-Хартэ, Бага-Хэнтэя, Хэнтэй-Хан-Нуру лежат на высоте от 2380 до 2600 *м*. Юго-восточные отроги Хэнтэя — горы Эрэн-Даба и Улдзей-Сайхан-Ула орографически слабо выражены. Постепенно снижаясь в восточном и южном направлениях, они незаметно сливаются с приподнятыми равнинами Восточной Монголии и монгольскими Гоби. Характерная особенность морфологии Хэнтэя, отмечаемая всеми исследователями, — это отсутствие в нем альпийских форм рельефа и преобладание сглаженных, округлых гор, высшие точки которых в большинстве случаев расположены беспорядочно, вследствие чего главный водораздел бывает ниже отрогов. Южный склон хребта пологий и короткий, северный — крутой и длинный, относительно более расчлененный. Здесь формируются истоки Чикоя, Онона, крупные притоки Орхона — Хара-Гол, Иро и Кудара (Худэрин-Гол), на южном склоне — Тола и Керулен. Характерная особенность рельефа Хэнтэйской горной страны — наличие в ней межгорных тектонических депрессий, относительно коротких и узких в центральной ее части, протяженных и широких — в юго-восточной.

Для хр. Хэнтэй характерно своеобразное сочетание залесенных и часто заболоченных плоских водоразделов и крутых склонов гольцов, покрытых громадными, преимущественно гранитными россыпями. В центральной его части, особенно в верховьях рек Мензы и Керулена, широко распространены следы древнего оледенения в виде морен и ледниковых озер. В период наибольшего развития оледенения нижняя граница ледников находилась на абсолютной высоте 1760—1800 *м*, а верхняя — в пределах 1950—1980 *м*.

Формы речных долин Иро и Кудары, берущих начало в центральной части Хэнтэя, в верхнем и нижнем поясе хребта резко различны. В верховьях они по сравнению с водотоком очень широкие, с пологими и относительно высокими, сплошь залесенными склонами; днища их большей частью заболочены и покрыты ерником и густой травой. В нижнем поясе хребта долины сужаются и углубляются, а склоны становятся крутыми. Все это указывает на длительный и неравномерный характер формирования данной складчато-глыбовой горной страны, пережившей в процессе своего общего поднятия отдельные, более интенсивные и замедленные его этапы. Процесс поднятия ее продолжается до настоящего времени, о чем свидетельствует далеко еще не выровненный продольный профиль названных рек.

Расположенная между Монгольским Алтаем и Хангаем Котловина Больших озер вытянута с юго-юго-востока на север-северо-запад. В этом направлении она достигает 600 *км* длины при ширине до 200—250 *км*. Поверхность Котловины Больших озер представляет собой ряд замкнутых котловин второго порядка, разделенных отрогами Монгольского Алтая и Хангая, далеко вдающимися в ее пределы. Самая низкая котловина второго порядка находится в северной части Котловины Больших озер. Расположенное в ней оз. Убсу-Нур имеет абсолютную высоту 743 *м*. В центральной части котловины находится оз. Хиргис-Нур, уровень которого лежит на высоте 1034 *м*. Наконец, на юге расположены озера Хара-Нур (1104 *м*) и Хара-Ус-Нур (1153 *м*). На юго-востоке Котловина Больших озер заканчивается пустынной замкнутой долиной Шаргаин Гоби. Окружающие Котловину горы возвышаются над ее дном от 1500—2000 *м* в хребтах Сайлюгем и Танну-Ола и до 3200—2330 *м* в Монгольском Алтае. В рельефе Котловины Больших озер преобладают наклонные равнины, в сильной мере опесча-

ненные, галечные; мелкосопочники, а также песчаные скопления разнообразных типов.

Гобийская долина озер, начинаясь западнее оз. Бон-Цаган-Нур, имеет длину около 550—600 *км*, ширину 50—80 *км* и наклон поверхности с северо-запада на юго-восток. Абсолютные высоты ее дна изменяются от 1350 до 1000 *м*. Хангайские горы и хр. Гобийский Алтай возвышаются над дном Гобийской долины озер на 1000—1500 *м*, некоторые же горы Гобийского Алтая, например Ихэ-Богдо, возвышаются над долиной на 2800 *м*. В рельефе Гобийской долины озер преобладают всхолмленные равнины, местами покрытые песчаными буграми, барханами, солончаками и такырами или пересеченные сухими руслами оврагов. В восточной части долины довольно часто встречаются сильно сглаженные холмы, останцы и гряды гор.

В наиболее пониженных частях Гобийской долины озер расположены довольно крупные пресные или солоноватые озера Бон-Цаган-Нур, Орог-Нур, Улан-Нур и другие, питающиеся атмосферными осадками и небольшими реками, стекающими с Хангайских гор.

На востоке Гобийская долина озер постепенно сливается с пустынно-степными районами монгольских гоби, занимающими главным образом южную часть страны. В рельефе этой обширной территории преобладают бессточные котловины, волнисто-увалистые равнины и мелкосопочник, реже встречаются горные хребты и кряжи. Наиболее пониженная часть ее находится в юго-восточной Монголии и известна как Восточно-Гобийская депрессия, носящая в различных частях разные названия. Эта депрессия тектонического происхождения, она уходит далеко за пределы Гоби, продолжаясь на юго-запад на территорию КНР и на северо-восток в пределы Восточно-Монгольских приподнятых равнин. На всем протяжении она сохраняет общие, характерные для нее черты рельефа, разбиваясь на отдельные бессточные котловины, самые пониженные части которых заняты солончаками и такырами. Кое-где на равнинной поверхности котловин встречаются маленькие, большей частью временные соленые озерки или участки с останцовыми горами. Ширина котловин обычно не превышает 10—20 *км*, абсолютная высота изменяется от 700 до 1000 *м*. Бортовые части котловин, представляющие преимущественно мелкосопочник или расчлененные увалистые равнины, возвышаются над их дном на 200—250 *м*.

Своеобразны рельеф и ландшафты Заалтайской Гоби, находящейся в самой западной части Гобийского района страны. Поверхность ее имеет вид пустынной равнины с небольшими возвышенностями, густо расчлененными сухими оврагами. Западная часть Заалтайской Гоби с юга окаймлена высокими и сильно расчлененными горами Байтык-Богдо (3187 *м*), Ихэ-Хабтаг (2908 *м*) и Тахин-Шара (2725 *м*), а на севере ограничивается отрогами Монгольского Алтая. В центральной части Заалтайской Гоби находятся горы Адж-Богдо, достигающие 3761 *м* над уровнем моря. Поверхность ее более расчленена по сравнению с западной частью. Глубокие и длинные овраги, направленные преимущественно с севера на юг, отдельные горные массивы и останцы, а также замкнутые котловины, иногда с большими такырами, покрывают всю эту территорию, абсолютные высоты которой колеблются от 700 до 1800 *м*.

Восточная часть Заалтайской Гоби с юга ограничена горами Гобийского Тянь-Шаня, вытянутыми в широтном направлении. Наиболее значительные вершины его — Атас-Ула и Цаган-Богдо — достигают высоты соответственно 2702 и 2380 *м* над уровнем моря. Водоразделы гор часто платообразны и характеризуются мягкими формами рельефа. В. М. Синицын [181] указывает, что в современном рельефе Заалтайской Гоби до мельчайших деталей отражена альпийская структура, возникшая на мезозойской равнине в результате неотектонических движений, наиболее активно проявившихся в конце неогена и в плейстоцене. В рельефе выражены все типы и формы новейших структурных образований: горсты — в виде узких горных кряжей и обшир-

ных горных массивов с прямолинейными, обрывистыми склонами и плоскими водоразделами; пологие антиклинальные и синклинальные изгибы — в виде подгорных пьедесталов (бэлей) и впадин или котловин (холаев); разломы — в виде прямолинейных уступов на склонах горных гряд.

К северо-западу от Восточно-Гобийской депрессии раскинулись обширные пространства Северной Гоби. Рельеф ее преимущественно равнинный, местами осложненный невысокими холмами, грядами, увалами, а также заключенными между ними небольшими котловинами, часто с такырами, солончаками и небольшими солеными озерками. Абсолютные высоты Северной Гоби колеблются от 900 до 1600 *м*; относительные превышения кряжей и холмов над прилегающими к ним долинами и котловинами — 50—100 *м* и в отдельных случаях до 200 *м*. Здесь ландшафт представляет собой полупустынные степи, лишенные действующей гидрографической сети.

Восточно-Монгольские равнины занимают восточную часть страны. Они приподняты над уровнем моря в среднем на 800—1100 *м*, самые низкие точки их расположены не ниже 500 *м*, а самые высокие не выше 1760 *м*. Таким образом, поверхность Восточной Монголии далеко не везде равнинная.

Рельеф западной части Восточно-Монгольской равнины, носящей названия Средне-Халхасской возвышенности, холмисто-увалистый (относительные превышения холмов над равнинами — 50—100 *м*), характеризуется мягкими, сглаженными формами и степными ландшафтами. Здесь часто встречаются замкнутые котловины и широкие сухие долины с многочисленными мелкими солеными озерками и солончаками. Абсолютные высоты уменьшаются к югу, колеблясь в пределах 900—1750 *м*, но большей частью не превышая 1000—1300 *м*. Кое-где такой рельеф осложняется отдельно стоящими группами гор, возвышающимися над окружающей местностью на 200—300 *м*. На юго-востоке описываемая территория ограничивается крупной депрессией, отделяющей ее от вулканического плато Дариганга. Депрессия, несомненно, тектонического происхождения, ширина ее по дну до 10—20 *км*. Она тянется в северо-восточном направлении на сотни километров, имея на ряде участков пологие перемычки, разделяющие ее на депрессионные понижения второго порядка, носящие различные местные названия. Дно депрессии плоское, часто покрыто солончаками и мелкими временными озерами с сильно минерализованной водой. Склоны ее пологие, сглаженные, прорезанные неглубокими оврагами, иногда песчаные и часто, в таких случаях пресными родниками. Средняя абсолютная отметка дна депрессии 850—900 *м*, ее бортовые части приподняты на 1100—1200 *м*. На крайнем северо-востоке эта депрессия сливается с плоской равниной Буир-Нурской депрессии, составляющей многие тысячи квадратных километров.

По описанию военного географа В. Ф. Новицкого [129, 130], это обширная, однообразная, травянистая степь, расстилающаяся до западных предгорий Хинганского хребта, кое-где «изборожденная грядами холмов, небольшими хребтами, но в общем представляющая собой гладкую, нагорную равнину с необъятным горизонтом, миражами и поразительной обманчивостью расстояний, которые вследствие сухости и ясности воздуха кажутся значительно меньше действительного».

Буир-Нурская нагорная равнина на юге обрамляется небольшим пограничным хр. Нукут-Дабан, отдельные вершины которого поднимаются до 1600 *м* над уровнем моря, а средняя высота хребта около 1100 *м*. На востоке равнина прорезана долиной р. Халхин-Гол.

На самой юго-восточной части Восточно-Монгольской равнины расположено вулканическое плато Дариганга, поднятое выше уровня моря в среднем на 1150—1300 *м*, а в отдельных точках (вулканических конусах) на 1423—1760 *м*. Речная сеть представлена здесь несколькими быстро иссякающими ручьями. Их долины, как и другие сухие долины, хорошо развиты, широкие, часто с заболоченным дном.

Территория, расположенная севернее Керулена, — это преимущественно слабо волнистая, безлесная равнина с западинами, небольшими котловинами и широкими долинами, с часто разбросанными по их дну солончаками и временными или постоянными мелкими озерами с сильно минерализованной водой. Встречающиеся здесь холмы, возвышенности и гряды имеют небольшую относительную высоту, очень пологие и задернованные склоны и округлые куполообразные вершины. Абсолютные высоты рельефа уменьшаются на северо-восток, колеблясь от 1200 до 1550 *м*; в этом же направлении вытянуты и основные формы рельефа.

Рассмотрим кратко рельеф эоловых песков. Они занимают около 2% территории Монголии, наиболее широко развиты в западной части Хангая, в Котловине Больших озер, в южной части страны — в пустыне Гоби, в северных предгорьях хр. Нукут-Дабан и в некоторых других районах. Типичные формы скопления песков — гряды, бугры и по берегам озер дюны. Они приурочены к долинам рек, озерным котловинам и устьям оврагов, но иногда наблюдаются и высоко в горах.

Заканчивая на этом краткую характеристику рельефа МНР, необходимо отметить, что описываемая территория, начиная с конца палеозоя, пережила очень длительный период континентального развития, неоднократно сопровождавшийся сильными тектоническими движениями земной коры. Эти движения создали разновозрастные формы рельефа. Некоторые из них были заложены еще в мезозое или раннем кайнозое, другие возникли в результате новейших движений. Таким образом, рельеф Монголии является продуктом длительного и многофазного ее развития. Однако решающее значение в формировании современных его форм, несомненно, сыграли новейшие тектонические движения.

КЛИМАТ

Главнейшая особенность климата МНР — резкая и наибольшая во всем мире континентальность, выражающаяся в больших амплитудах суточных и годовых температур воздуха, в резкой смене сезонов года, быстрой и резкой смене погоды, в значительной сухости воздуха, малом количестве атмосферных осадков на большей части страны и, наконец, в холодной и длительной зиме. Объясняется это положением Монголии в центральной части Азиатского материка, удаленной на многие тысячи километров от морей и океанов и отгороженной от них высокими горами.

Среднегодовая температура воздуха на территории МНР колеблется от —6,6° до +3,3° С. Отрицательные среднегодовые температуры сохраняются на всей северной половине страны. Среднегодовая нулевая изотерма воздуха на западе страны проходит по южному склону Монгольского Алтая, огибает его с востока, затем несколько отходит на северо-запад к Юсун-Булаку, после чего резко поворачивает на восток и идет в этом направлении по южному склону Хангая, несколько севернее Арбай-Хэрэ и в 100—120 *км* южнее Улан-Батора. За Ундэр-Ханом она продолжается в северо-восточном направлении к г. Чойбалсан, проходя в 30—50 *км* западнее и севернее его и далее в восточном направлении идет к границе МНР, откуда уходит на территорию КНР (рис. 2).

Наиболее холодный месяц года — январь, среднемесячная температура его севернее линии нулевой изотермы изменяется от —23 до —27° С; абсолютный же минимум в это время здесь колеблется в пределах —45—48° С. Несколько иная картина распределения температур наблюдается в южной половине страны, к югу от линии нулевой изотермы. Здесь среднемесячная температура января выше и колеблется от —15 до —24° С. Абсолютный же минимум температуры воздуха также изменяется в более широких пределах: от —34 до —48° С.

Самые высокие температуры воздуха в стране приходятся на июль. Среднемесячная температура в это время в северной половине страны ко-

леблется в пределах 17—20° С, а абсолютный температурный максимум от 32 до 39° С. В южной половине страны среднемесячная температура июля изменяется от 15 до 24° С, а абсолютные температурные максимумы от 31 до 41° С.

О континентальности климата МНР можно судить по амплитудам температур воздуха. Абсолютная амплитуда годовых температур воздуха достигает 87—89° С. Амплитуда среднемесячных температур севернее линии нулевых среднегодовых температур воздуха не превышает 44° С, а к югу от нее она равна 48° С.

Максимальные колебания суточных температур воздуха наблюдаются осенью. В октябре они достигают 50° С, а иногда и более. Весной же они не превышают 30° С, иногда 40—42° С. Минимальные амплитуды суточных температур наблюдаются в самый холодный (январь) и самый теплый (июль) месяцы.

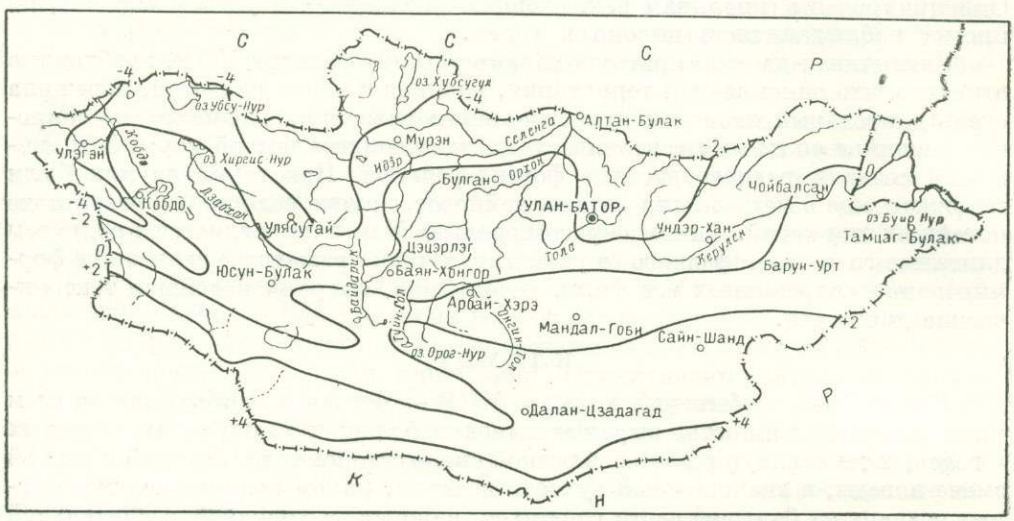


Рис. 2. Схема расположения среднегодовых изотерм на территории МНР (сост. Э. М. Мурзаев).

Климат МНР суровый. Число морозных дней в северной половине страны колеблется от 220 до 235. На северо-западе МНР даже в самом теплом месяце (июле) возможны заморозки (долина р. Тэс); в июне и августе это явление не редкость для всей северной половины страны.

Атмосферные осадки выпадают на территории МНР очень неравномерно. Больше их выпадает в северной половине страны и на высоких хребтах. Так, в горах Монгольского Алтая, Хангая, Хэнтэя и Хубсугула осадков выпадает более 300 *мм* в год. В то же время на крайнем юге страны, в Заалтайской Гоби и к востоку от нее количество осадков уменьшается до 60 *мм* и менее в год (рис. 3).

Среднегодовое количество осадков в МНР колеблется в пределах 114—330 *м*, изменяясь в отдельные годы для одного и того же населенного пункта иногда от 57 до 547 *мм* (г. Цэцэрлэг). Основная масса осадков (54—81%) выпадает летом, преимущественно в июле и первые три недели августа. В это время дожди часто носят ливневый характер; иногда за сутки выпадает от 30 до 123 *мм*. Всего за теплый период года выпадает 70—98% всех осадков за год.

Зимних осадков выпадает очень мало, 1,5—3% от среднегодового их количества. Бóльшая часть территории Монголии, особенно южная ее половина, почти всю зиму остается без снега, или же он лежит пятнами в наиболее

пониженных местах. Исключением являются высокие пояса горных вершин и гребней, а также лесные массивы. Но бывают годы, когда снег покрывает почти всю северную половину страны, местами в виде языков вдаваясь далеко южнее линии нулевой изотермы воздуха.

Весенние осадки составляют 6—18% от среднегодовых; осенние же колеблются более значительно — от 8 до 30%, особенно в южной половине страны.

Характерная особенность климата МНР — это почти постоянно дующие ветры. Наибольшее количество дней с ветром бывает весной. В апреле—мае нередки песчаные бури, особенно в Гоби, где скорость ветра достигает 15—25 *м/сек*. В это время ветер переносит не только пыль и песчаные ча-

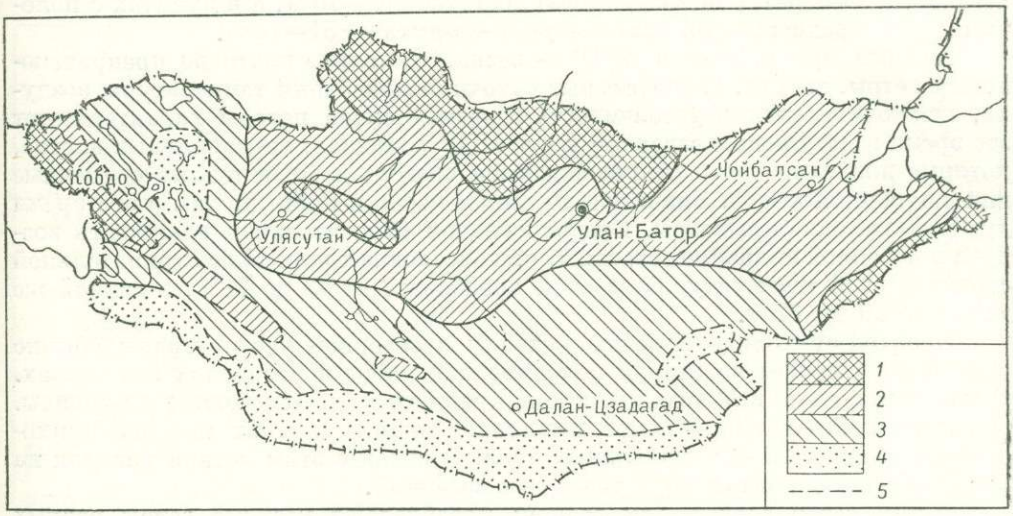


Рис. 3. Распределение среднегодовых сумм осадков на территории МНР в *мм* (сост. Э. М. Мурзаев).

1 — более 300; *2* — 200—300; *3* — 100—200; *4* — менее 100; *5* — изогиеты, проведенные схематично.

стицы, но и гравий и мелкую гальку. Среднегодовые скорости ветра в Монголии 2,0—4,5 *м/сек*, наибольшие скорости отмечаются в гобийских и восточных районах страны.

Преобладают северо-западные, затем северные и западные ветры. У поверхности земли довольно часты ветры других направлений, обусловленные рельефом местности. На высоте явно преобладают северо-западные и западные ветры.

Северо-западные ветры, как справедливо заключает В. А. Обручев, выносят из впадин страны громадное количество пыли и мелких песчаных частиц, образующих на территории Китая песчаные массивы и громадные поля лёсса.

Лучшее время года в стране — осень, но она очень короткая. В это время спадает летний зной, особенно чувствительный в южной половине страны. Осадков выпадает мало, погода стоит ясная, с легкими морозами, преимущественно по ночам. В первых числах октября иногда выпадает небольшой снег, но он быстро испаряется и стаивает. Устойчивые морозы, сопровождающиеся снегом, который сохраняется в течение всей зимы, начинаются в северной половине страны с 25—30 октября. Несколько теплее в это время в Гоби, в связи с чем осень там более продолжительная. Среднемесячная относительная влажность воздуха осенью колеблется в северной части МНР от 50 до 74%, а на юге от 30 до 67%.

В зимнее время над территорией МНР устанавливается антициклон; создается самое высокое в году атмосферное давление. В Улан-Баторе в январе давление, приведенное к уровню моря, достигает 786 *мм рт. ст.*, в июле же оно равно всего 756 *мм*.

Зима в Монголии холодная и длительная, с морозами до 45—50° С; безветренная, малоснежная (особенно в южной половине страны), с преобладанием ясных, солнечных дней. Самая холодная зима бывает в населенных пунктах, находящихся в замкнутых долинах и котловинах (Улан-Батор, пос. Хара, г. Мурэн). Самая теплая зима отмечена в городах Цэцэрлэг и Далан-Цзадагад, несмотря на их высокое положение над уровнем моря. В связи с низкими температурами воздуха среднемесячная относительная влажность воздуха зимой увеличивается. В пунктах с отрицательной среднегодовой температурой воздуха она достигает 70—76%, а в пунктах с положительной среднегодовой температурой воздуха — 51—79%.

Худшее время года в МНР — весна. Сильные, почти не прекращающиеся ветры, засуха, значительные суточные колебания температуры воздуха, исключительная неустойчивость и резкая смена погоды характеризуют это время года. Весна в северной части МНР холодная; из-за сильных ветров, которые довольно часто сопровождаются снегом, даже в теплые солнечные дни ощущается холод. Значительно теплее весна в Гоби, но там в это время дуют самые сильные ветры. Среднемесячная относительная влажность воздуха в северной половине страны, т. е. в населенных пунктах с отрицательной среднегодовой температурой, весной колеблется от 42 до 71%, в южной же части от 29 до 62%.

Переход от холодной весны к теплу в северной части страны обычно резкий и наступает во второй половине мая, чаще в последних его числах. В мае почти везде в Монголии, кроме крайнего юга, отмечаются снегопады.

Лето в Монголии — самое дождливое время года, на которое приходится в среднем 23—28 дождливых дней. В связи с этим летний паводок на реках обычно значительно больше, чем весенний.

Летом ветер слабее, чем весной; преобладают местные ветры разных направлений. Несколько повышается (по сравнению с весной) среднемесячная относительная влажность воздуха. В пунктах с положительной среднегодовой температурой воздуха она изменяется от 42 до 72%, а в пунктах с отрицательной среднегодовой температурой воздуха она равна 52—67%. Средняя за три летних месяца температура воздуха для различных пунктов страны колеблется от 14 до 23° С, увеличиваясь с севера на юг. Самое знойное лето стоит в Гобийском районе. В летнее время преобладают прохладные, тихие звездные ночи и теплые или жаркие дни с ветром и кучевыми облаками около полудня, иногда с грозами и ливнями.

РЕКИ И ОЗЕРА

Реки МНР относятся к трем бассейнам: Северного Ледовитого и Тихого океанов и бессточному бассейну Центральной Азии.

Главная река бассейна Северного Ледовитого океана — Селенга с многочисленными притоками, берущими начало в северных склонах Хангайско-Хэнтэйских гор. К этому бассейну относится также Шишхид-Гол, являющаяся истоком Енисея, берущая начало в Хубсугульских горах и, наконец, р. Корумды — приток Черного Иртыша, формирующаяся на юго-западных склонах Монгольского Алтая. К Тихоокеанскому бассейну относятся реки Онон и Керулен, берущие начало на северо-восточном склоне Хэнтэя, и Халхин-Гол, стекающая с северо-западных склонов Б. Хингана.

Бессточному бассейну Центральной Азии принадлежат реки Кобдо и Булугун, формирующиеся на северо-восточных склонах Монгольского Алтая, а также Дзабхан, Хунгей, Тэс, Байдарик, Туйн-Гол, Тацаин-Гол и Онгин-Гол, берущие начало с Хангая, а также некоторые другие. В этом бассейне расположены все основные озера Монголии.

Достаточно полная характеристика гидрографической сети Монголии за последнее десятилетие была дана в ряде сводных работ, в частности, в известном труде по географии МНР Э. М. Мурзаева [125], в коллективной работе В. Г. Васильева, В. С. Волхонина, Г. Л. Гришина, А. Х. Иванова, Н. А. Маринова и К. Б. Мокшанцева [21] и особенно подробная в специальной работе Н. Т. Кузнецова [90], посвященной описанию рек. Поэтому авторы настоящей книги считают возможным не давать характеристику рек и озер Монголии. Отметим лишь, что режиму монгольских рек присущ ряд особенностей: скованность льдом примерно в течение полугода, тесная зависимость режима рек от режима атмосферных осадков, сильные колебания скоростей течения рек из-за неравномерного выпадения осадков, значительная эрозионная деятельность и отсутствие на эрозионных участках современных

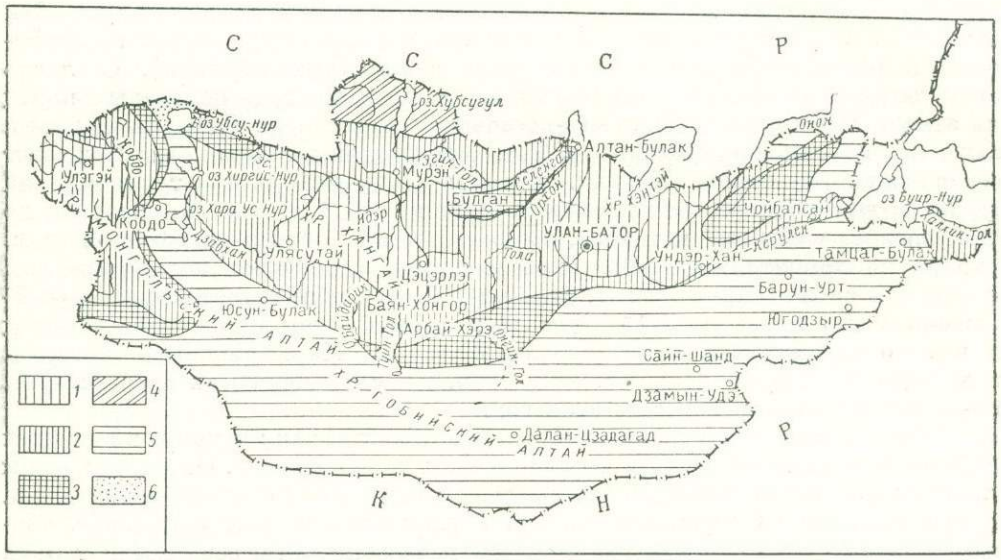


Рис. 4. Схематическая карта минерализации речных вод МНР (сост. Н. Т. Кузнецов).

Минерализация в *мг/л*: *1* — 30—100; *2* — 100—200; *3* — 200—300; *4* — предполагаемая 50—100; *5* — район, лишенный постоянно действующей речной сети; *6* — район, по которому сведений нет.

аккумулятивных накоплений в связи с крутым продольным профилем на большей части их течения. Отмечается также чрезвычайно слабая минерализация речной воды, особенно в верховьях (рис. 4).

Охарактеризованные нами особенности рельефа, заключающиеся в чередовании горных возвышенностей с разделяющими их многочисленными депрессионными зонами, как увидим далее, оказывают существенное влияние на распределение гидрографической сети, формирование химического состава и ресурсов подземных вод, на условия их питания и разгрузки.

Велико значение и климата для формирования химического состава и ресурсов подземных вод. Достаточно сказать, что в северных высокогорных районах, где выпадает много осадков, как правило, образуются пресные и очень пресные подземные воды с минерализацией около 100 *мг* и меньше на 1 *л*. Родники здесь имеют максимальные дебиты — 10—20 и даже 50 *л/сек*. По направлению на юг и восток количество атмосферной влаги заметно уменьшается, вместе с нею уменьшаются и расходы родников, а минерализация подземных вод заметно увеличивается. Режим подземных вод зависит от режима атмосферных осадков и других климатических факторов. Все эти вопросы достаточно подробно рассматриваются в последующих главах настоящей работы.

МЕРЗЛАЯ ЗОНА ЗЕМЛИ (МНОГОЛЕТНЯЯ КРИОЛИТОЗОНА, ПОДЗЕМНАЯ КРИОСФЕРА)

Многолетнемерзлые породы на территории МНР распространены главным образом в северной части страны, где мерзлая зона занимает обширную область, включающую Западное и Восточное Прикосоголье, Хангайское нагорье, Хэнтэй, значительную часть Восточно-Монгольской равнины и высокогорную часть Монгольского Алтая и Хархиринского массива. Эта область является составной частью южной широтной зоны развития многолетнемерзлых пород, широким фронтом подступающей к описываемой территорий со стороны Советского Союза, и замыкает названную зону с юга.

В 1950 г. Н. А. Маринов и Н. И. Толстихин [115] опубликовали первые краткие сведения о распространении многолетнемерзлых пород на территории МНР, в которой по состоянию на тот период дали описание всех известных пунктов их нахождения и новую схематическую карту географического распространения мерзлой зоны земли (криолитозоны). Согласно этим данным южная граница развития области многолетнемерзлых пород на западе МНР проходит по юго-восточным отрогам хр. Танну-Ола, далее, захватывая верховья бассейна р. Тэс, она уходит на запад, где включает северо-западные отроги Хангая, и затем резко поворачивает сначала на восток и юго-запад, а потом снова на восток и идет в этом направлении до Чойбалсана, восточнее которого, делая плавный поворот на северо-восток, уходит на территорию КНР. Помимо этого, основного, поля развития, пользуясь наблюдениями В. И. Заверина [51] и общетеоретическими соображениями, авторы показали распространение многолетнемерзлых пород в высокогорной части Монгольского Алтая и Хархиринского массива, находящегося юго-западнее оз. Убсу-Нур, где сохранению их способствует, по-видимому, большая высота этих гор.

Мерзлая зона в пределах описываемой области, так же как и в смежных районах Советского Союза, распространена в виде островов. Они приурочены главным образом к узким речным долинам и замкнутым озерным котловинам, преимущественно к участкам развития глинистых пород и к слабо обогреваемым солнцем залесенным склонам речных долин и озерных котловин северной и северо-западной экспозиции.

Сохранению мерзлой зоны на таких участках способствуют короткое, прохладное лето и продолжительная холодная, малоснежная зима, вследствие чего снежный покров здесь не может существенно влиять на тепловой режим поверхности земли. Годовой баланс прихода-расхода солнечной энергии на этих участках складывается таким образом, что почва тепловой энергии теряет больше, чем получает. В результате этого не только охлаждается почва до отрицательных температур, но и создаются благоприятные условия для накопления их на некоторой глубине от дневной поверхности.

Промерзлены в основном четвертичные аллювиальные и озерноаллювиальные отложения, местами песчано-глинистые слабо метаморфизованные породы мезо-кайнозоя, а также очень редко скальные образования палеозоя, в которых иногда наблюдались включения в трещинах пород кристаллов и линзочек льда.

Не останавливаясь на характеристике участков развития многолетнемерзлых пород, описанных в указанной статье Н. А. Маринова и Н. И. Толстихина [115], в этом разделе приведем лишь новые данные о многолетнемерзлых породах, полученные главным образом за последние 10—12 лет и до настоящего времени еще не опубликованные.

По работам 1958—1959 гг. на Шараингольском угольном месторождении, находящемся в 200 *км* севернее Улан-Батора (Хэнтэй), острова многолетнемерзлых пород установлены в пойме р. Шараин-Гол и на заболоченных участках ее террас. Многолетнемерзлые породы залегают на глубине 2,5—

4,5 *м* и продолжаются до глубины от 8 до 17,5 *м*. Как отмечает В. В. Павлов, по всему разрезу смерзшихся пород наблюдаются отдельные кристаллы льда, а иногда прослои и линзы его мощностью 5—20 *см*. Промерзлые в основном аллювиальные песчано-глинистые образования долины р. Шараин-Гол и частично юрские угленосные отложения. С островами многолетнемерзлых пород в пойме реки связаны термокарстовые озера, имеющие обычно эллипсовидную или округлую форму, с максимальными размерами в поперечнике, не превышающими 50 *м*, и глубиной 0,3—1,5 *м*. Температура воды на дне озер около 1° С, а в верхнем слое, у поверхности воды, она поднимается летом до 10° С.

Южнее Шараингольского месторождения многолетнемерзлые породы были встречены при бурении скважин на воду в Бат-Сумбур сомоне, что в 104 *км* к северо-западу от Улан-Батора в долине Хара-Гола, и на железнодорожных станциях Мандал и Аршант, соответственно в 90 и 47 *км* к северу от Улан-Батора.

В Бат-Сумбур сомоне многолетнемерзлые породы наблюдались на глубине 8—24 *м*. Промерзлые здесь аллювиальные песчано-глинистые образования четвертичного возраста и третичные буровато-серые и желтоватые глины. Присутствие многолетнемерзлых пород установлено по кусочкам чистого льда, поднятых из скважины вместе с образцами пород. На ст. Мандал многолетнемерзлые породы наблюдались на глубине 3—33,5 *м*. Промерзлые четвертичные супеси и нижнемеловые отложения, состоящие из переслоенных голубовато-серых глин, разнозернистых песчаников, конгломератов, реже глинистых сланцев. Наконец, на ст. Аршант мощность многолетнемерзлых пород резко сокращается и составляет всего лишь около 5 *м*. Здесь мерзлая зона охватывает четвертичные отложения долины и элювий коренных пород палеозоя.

Впервые на наличие многолетнемерзлых пород в районе Улан-Батора указал Н. А. Цытович [223], посетивший столицу МНР летом 1932 г. по заданию Ленинградского института сооружений. Он отметил присутствие мерзлой зоны на первой террасе Толы, где ее мощность достигает 36 *м*, и отсутствие мерзлой зоны на второй и третьей террасах, на которых расположена бóльшая часть города. Многочисленные буровые работы, выполненные в дальнейшем для водоснабжения жилых и промышленных объектов города, не подтвердили выводов Н. А. Цытовича об отсутствии мерзлой зоны на высоких террасах. Этими работами было доказано не только присутствие островов многолетнемерзлых пород на второй и третьей террасах, но и более широкое их там распространение по сравнению с первой террасой. Острова многолетнемерзлых пород имеют здесь весьма причудливые очертания и крайне непостоянную мощность.

Так, по данным разведочного бурения в северной части города многолетнемерзлые породы вскрыты в интервале 7,5—22 *м*. На площадке строительства Монгольского государственного университета они залегают на глубине 25 *м*, в долине р. Улясуту-Гол, впадающей с севера в Толу на восточной окраине города, многолетнемерзлые породы пройдены одной скважиной на глубине 6—10 *м*, а другой в этой же долине в одном профиле с первой скважиной они наблюдались на глубине с 3,4—18 *м*; глубже залегают палеозойские трещиноватые породы, в которых появилась подмерзлотная вода, поднявшаяся почти до поверхности земли.

В долине р. Сэльба, впадающей в долину Толы в центральнь̆й части города, мощность мерзлой зоны 26,6 *м*. Здесь промерзлые аллювиальные суглинки и глины, содержащие большое количество гальки и гравия. По данным бурения рядом расположенной скважины, мощность зоны многолетнемерзлых пород значительно меньше — всего лишь 14,6 *м*.

Таким образом, из приведенных данных следует, что мощность мерзлой зоны подвержена значительным изменениям на коротком расстоянии. Объясняется это изменениями рельефа местности, характером пород, гидрогеоло-

гическими особенностями конкретных участков и многими другими природными факторами.

Проявления мерзлой зоны в виде кочковатых участков местности, бугров пучения и редких провальных озер наблюдаются по всей долине р. Халыин-Голыин-Хундэй, впадающей слева в Толу в 8 *км* восточнее Улан-Батора.

Южнее Улан-Батора многолетнемерзлые породы были встречены в 1954 г. при бурении скв. 501 на воду в пос. Мониту, в интервале глубин 0,4—7,0 *м*. Это, пожалуй, самый южный пункт с наличием многолетнемерзлых пород в 120 *км* от Улан-Батора.

Многолетнемерзлые породы широко распространены в Налайхинской котловине, где они изучены относительно хорошо в связи с проводившимися там разведочными работами на уголь. В районе Налайхинского месторождения возведено большое количество промышленных и жилых зданий. Для этого потребовались предварительные специальные исследования. Впервые на наличие здесь многолетнемерзлых пород указал Н. А. Цытович [223], посетивший Налайхинские угольные копи и одновременно Улан-Батор в 1932 г. Однако высказанное Н. А. Цытовичем предположение о сплошном распространении многолетнемерзлых пород в Налайхинской котловине указанными выше работами не подтвердилось.

По данным П. Е. Архиповой, Л. Н. Аристовской, Г. Я. Бородяева, Дугер Суруна, Е. А. Николаева, В. А. Чеховского и других исследователей установлено, что многолетнемерзлые породы на обширной площади Налайхинской котловины, составляющей несколько сотен $км^2$, образуют небольшие острова. Наблюдения П. Е. Архиповой показали, что наименьшая мощность зоны многолетнемерзлых пород в западной и юго-западной частях месторождения. В восточной и юго-восточной частях месторождения мощность мерзлой зоны заметно увеличивается и достигает в районе скв. 19—27—40 *м*, в районе скв. 16 — 43,2 *м*.

Верхняя граница зоны многолетнемерзлых пород находится на глубине от 1,5—2 *м* в пониженных местах до 3—5 *м* на повышенных участках. Промерзлены породы различного литологического состава и возраста: четвертичные пески, третичные глины и нижнемеловые песчаники, аргиллиты, угли и конгломераты.

Для изучения термического режима многолетнемерзлых пород В. А. Чеховским в 1945 г. было пробурено в Налайхинской котловине несколько специальных скважин, расположенных по одной линии на расстоянии 1 *м* одна от другой. Глубина скважин составляла 0,5—1, 2, 3, 5, 12, 15 и 21 *м* (рис. 5).

На рис. 5 видно, что для скважин глубиной от 0,5 до 5 *м* характерны резкие колебания температур, обусловленные колебанием температуры воздуха. Положительные температуры пород начали убывать на этом интервале с октября, в ноябре они перешли в отрицательные. Для глубин 0,5 и 1 *м* минимальные температуры установились в январе—феврале, когда они составили соответственно —23,5 и —20,0° С. На глубинах 2, 3 и 5 *м* минимальные температуры наблюдались в марте и апреле. Они были гораздо выше первых и оказались равными соответственно —11,0°; —7,5° и —4,5° С. На глубинах 12 и 15 *м* в течение всего периода наблюдений температура оставалась постоянной —1,4° и — 1,2° С. На глубине 21 *м* температура хотя была и отрицательной, но несколько выше и составляла —0,9° С.

Как видно (см. рис. 5), мощность деятельного слоя в Налайхинской котловине достигает 3—4 *м*. На глубине 5 *м* мерзлая зона не оттаивает. Зона постоянных отрицательных температур лежит на глубине 12—15 *м* и имеет температуру —1,4° С. С дальнейшим увеличением глубины температура постепенно возрастает и уже на глубине 33—34 *м* она достигает 0° С.

Некоторое представление о характере твердой фазы подземных вод в породах дают наблюдения Л. Н. Аристовской, проводившей специальные

инженерно-геологические исследования на участке месторождения в связи со строительством шахты Налайха Капитальная. Исследователь отмечает, что с глубины 1,5—2,0 *м* и до 6,0 *м* в толще промороженных пород твердая фаза подземных вод образует в галечниках, песках и глинах мелкие прожилки, кристаллики и линзы льда. Л. Н. Аристовская указывает также, что в прослоях щебня, пространство между обломками которого заполнено глиной, встречаются линзочки льда толщиною до 3—5 *см*. Лед обволакивает тонким слоем обломки щебня и заполняет пустоты между ними.

Аналогичные факты наблюдались также П. Е. Архиповой в открытых выработках и на различной глубине в мелких шахтах. Она указывает, что в породах, вмещающих уголь, и в углях можно видеть трещины размером от 2—3 *мм* до 5 *см*, заполненные льдом. Многолетнемерзлые породы сильно уплотнены, влажность их небольшая — 5,9—13,72%, какая-либо закономерность в ее распределении по глубине не наблюдается. При оттаивании

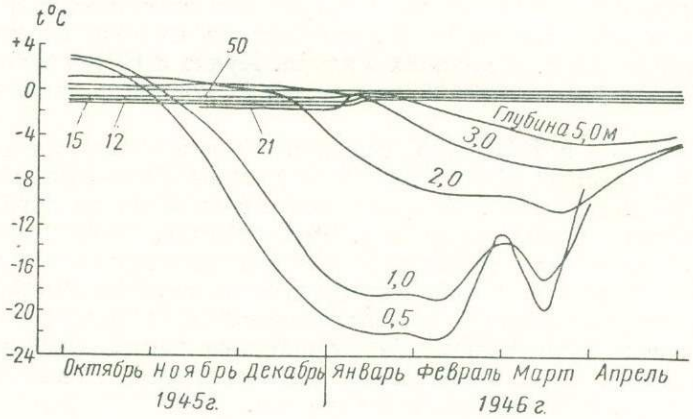


Рис. 5. Колебание температуры сезонно- и многолетнемерзлых пород в Налайхинской котловине (сост. В. А. Чеховский).

многолетнемерзлые породы становятся рыхлыми и теряют свою первоначальную плотность. Пески вначале рассыпаются на мелкие комочки, затем превращаются в рыхлый, слабо или очень влажный песок. Углисто-глинистые сланцы и бурые угли распадаются на куски и различной толщины пластинки, на поверхности которых заметно выступает влага.

Глины при оттаивании в различных местах одного и того же шурфа ведут себя по-разному. Кое-где они превращаются в рыхлую пылеватую массу, местами распадаются на отдельные, различные по размеру, неправильные кусочки, или на куски с характерной шаровидной формой. Льдистые конгломераты при оттаивании превращаются в галечники. При оттаивании многолетнемерзлых пород в шахтах происходят различного рода деформации и оседания, нередко влекущие за собой обрушения.

Еще далее на восток многолетнемерзлые породы прослеживаются в многочисленных долинах Джан-Шаблинского горного массива в долинах рек Аргуйту-Гол, Цзун-Урту-Гол, Батур, Левый Элесутуин-Гол и др. Породы с постоянной отрицательной температурой состоят из грубозернистых песков, суглинков и глин с примесью галечного и щебенистого материала, в которых наблюдаются мелкие кристаллы, прожилки и линзочки чистого льда.

По данным Б. А. Воротникова, в долине Аргуйту-Гола многолетнемерзлые породы установлены при бурении скважин на воду на глубине от 3,8—5 *м* до 10,3—26,2 *м*. Отдельными скважинами (скв. 363) многолетнемерзлые породы прослежены на глубине до 34,6 *м*. Максимальная мощность

многолетнемерзлой зоны установлена в долине ближе к склону северной экспозиции. По направлению к склону южной экспозиции мощность многолетнемерзлых пород постепенно уменьшается и примерно в 100—150 *м* от названного склона долины мерзлая зона полностью выклинивается. Многолетнемерзлые породы представлены здесь супесью и глиной, содержащей значительное количество гравия и щебнистого материала. Проявления многолетнемерзлых пород, вскрытых скважинами на ряде участков на поверхности долины, выражены также в развитии редких гидролакколитов высотою 1—1,5 *м*. Склоны их рассечены многочисленными небольшими трещинами, а в центральных частях находятся незначительные блюдцеобразные углубления, заполненные водой.

М. Г. Королевым наличие многолетнемерзлых пород установлено при поисково-разведочных работах на олово в долинах Батура, Левого Элесутуин-Гола, Джахам-Элесутуин-Гола и в верховьях долин Ундура, Хухта и Баяна. В долине Батура они прослежены на глубине 12—20 *м*. В долинах Левый Элесутуин-Гол и Джахам-Элесутуин-Гол многолетнемерзлые породы вскрываются в приустьевой части, где нижняя их поверхность прослеживается на глубине 24 *м*. В долинах Ундура, Хухта и Баяна многолетнемерзлые породы распространены повсеместно, но их мощность здесь сокращается до 5 *м*.

Г. Я. Бородяев в 1950—1952 гг. многолетнемерзлые породы наблюдал в шурфах, пройденных в верхней части долины Цзун-Урту-Гола при поисковых работах на олово. Мерзлая зона прослежена до глубины 6—8 *м*. В средней части долины, ниже пос. Чжанчублинг, многолетнемерзлые породы вскрыты многочисленными разведочными скважинами на воду. В зависимости от времени года они вскрываются на глубине от 0,35 *м* (в мае—июне) до 4,5 *м* (в октябре) и прослеживаются на глубину до 15,2 *м*. Промерзжены здесь четвертичные разнозернистые пески, красные суглинки и глины с гравием и галькой предположительно третичного возраста, а также элювий гранитов, подстилающих эти породы.

В 1959 г. в пос. Чжанчублинг, около одноименного минерального источника, скважиной на воду вскрыты многолетнемерзлые породы на глубине 2,5—36 *м*. Под промороженными породами встречена минеральная вода, уровень которой поднялся на 0,35 *м* над поверхностью земли. Скважина пройдена в зоне тектонического нарушения в гранитах, представленных сильно перетертой и каолинизированной массой.

Еще восточнее многолетнемерзлые породы установлены в долинах рек Уртыин-Гол, Модото, Бургаста и Цэнхэр-Гол, левого притока Керулена. В первых трех долинах многолетнемерзлые породы залегают на глубине 0,5—1 *м*. Мощность их весьма непостоянна. Так, в долине Модото она составляет около 3,5 *м*. В приустьевой части долины Бургасты, в одной скважине мерзлая зона прослеживалась до глубины 12 *м*, а в другой до 7,5 *м*. Многолетнемерзлые породы состоят в основном из аллювиально-пролювиальных грубозернистых образований, подстилаемых красными третичными глинами.

Более широко распространены многолетнемерзлые породы в долине Цэнхэр-Гола. Здесь мощность многолетнемерзлых пород, хотя они имеют и островное распространение, значительно больше. Так, на первом участке водозабора, построенном для водоснабжения горнообогатительного комбината Модото, несколько ниже впадения в нее одноименной долины, многолетнемерзлые породы наблюдались на глубине от 1,5—6,9 *м* до 13 *м*. Минимальная глубина залегания многолетнемерзлых пород наблюдалась в пределах пойменной террасы реки, максимальная — под ее руслом. В этом же месте они имеют и минимальную мощность — всего лишь 2,2 *м*. Промерзжены аллювиальные отложения долины, представленные разнозернистым песком, отчасти пылеватым и глинистым, содержащим значительное количество гальки и гравия.

Интересно, что в скважинах второго участка водозабора, расположенного в 3,5 *км* вниз по долине от первого, многолетнемерзлые породы отсутствуют. Они вновь появляются лишь в скважинах третьего участка водозабора, находящегося немного ниже устья р. Хучжихан (в 4 *км* ниже второго участка). Здесь многолетнемерзлые породы вскрыты на глубине 1,5—2 *м* и продолжаются до глубины 9,7 *м*, т. е. мощность их несколько меньше, чем на первом участке водозабора. Промерзлены здесь, как и на первом участке, разнозернистые пески, местами пылеватые и глинистые, содержащие большое количество гравия и гальки, а также частично красные третичные глины. Под руслом реки толща многолетнемерзлых пород имеет слоистое строение — чередование талых слоев породы с промерзленными слоями. По данным С. П. Албула температура многолетнемерзлых пород, измеренная до глубины 5,5 *м*, на первом участке водозабора не опускалась ниже —0,2° С.

Многолетнемерзлые породы в долине Цэнхэр-Гола наблюдались не только на перечисленных участках, но и еще в ряде мест, что установлено по развитию в пойме реки кочковатого микрорельефа, прослеживаемого иногда вдоль поймы на несколько километров, а также по наличию в ней гидролакколитов. Наиболее крупные гидролакколиты наблюдал С. П. Албул в 12 *км* выше первого участка водозабора. Они имеют овальную форму с длинной осью до 70 *м*, короткой до 50 *м* и высотой до 5—6 *м*.

Этими интересными сведениями исчерпываются новые данные о развитии мерзлой зоны (многолетней криолитозоны) в Монголии. Однако они не меняют нашего прежнего представления о географическом ее распространении на территории страны. Вместе с тем использование этих сведений в совокупности с ранее опубликованными данными и новыми материалами И. Я. Баранова по территории Советского Союза [149] позволило несколько уточнить контуры участков с одинаковой максимальной вероятной мощностью зоны многолетнемерзлых пород.

На основании перечисленных материалов в настоящее время на востоке и в центральной части Северной Монголии выделена довольно большая площадь, включающая Восточно-Монгольскую равнину, юго-восточные предгорья Хэнтэя, значительную часть бассейна Селенги и южные предгорья Хангая, в пределах которой максимальная мощность многолетнемерзлых пород не превышает 25 *м* (рис. 6). По последнему из указанных районов интересные данные о многолетнемерзлых породах недавно сообщил монгольский мерзлотовед Н. Ланжид, проводивший инженерно-геологические исследования в г. Баян-Хонгор. Он, в частности, указывает, что многолетнемерзлые породы залегают здесь островами на глубине от 2,7 до 5,9 *м* и имеют мощность около 3,5 *м*. Промерзлены различные по гранулометрическому составу пески (от тонкозернистых до гравелистых). В местах развития островов многолетнемерзлых пород формируются надмерзлотные и подмерзлотные воды. Н. Ланжид отмечает, что во время исследований с ноября 1959 г. по февраль 1960 г. под многими зданиями и в юртах города наблюдались неоднократные прорывы грунтовых вод и образование наледей. С наличием многолетнемерзлых пород здесь связаны также деформации зданий.

Выделение мерзлой зоны на крайнем северо-востоке основано на наблюдениях в ряде мест. В долине р. Сайхан-Гол мощность многолетнемерзлых пород, по данным Н. А. Маринова [115], достигает 7 *м*. В долине оз. Холстэ-Нур, что в 20—30 *км* севернее Керулена, многолетнемерзлые породы прослежены до глубины 15 *м*. В бассейне р. Баин-Голыин-Гол они были встречены при проходке шурфа в декабре 1937 г. на глубине 4—6,8 *м*. В 100 *км* северо-северо-восточнее Чойбалсана зона многолетнемерзлых пород наблюдалась в двух скважинах на глубине до 6,5—7 *м*. Наконец, в пределах этой площади на востоке многолетнемерзлые породы мощностью до 13—15 *м* прослеживались в долине р. Цэнхэр-Гол и впадающих в нее с севера долинах Модото, Бургасты и др.

В бассейне Селенги площадь с максимальной мощностью зоны многолетнемерзлых пород до 25 *м* выделена на основе наблюдений в долинах Иро, Кудары и Хара-Гола, в которых, по имеющимся сведениям Г. Л. Падалки, мощность зоны многолетнемерзлых пород не превышает 10 *м*. Мерзлая зона образует здесь удлиненные линзы, ориентированные длинной осью вдоль долины максимальной длиной от 80 до 600 *м* при ширине от 20 до 160 *м*.

К этой же области с максимальной мощностью зоны многолетнемерзлых пород до 25 *м* нами отнесена юго-восточная часть Монгольского Алтая, где многолетнемерзлые породы, установленные В. И. Завериным [5] в одной из долин в горах Бага-Таин, прослеживались до глубины 6 *м*, но полностью не были пройдены.

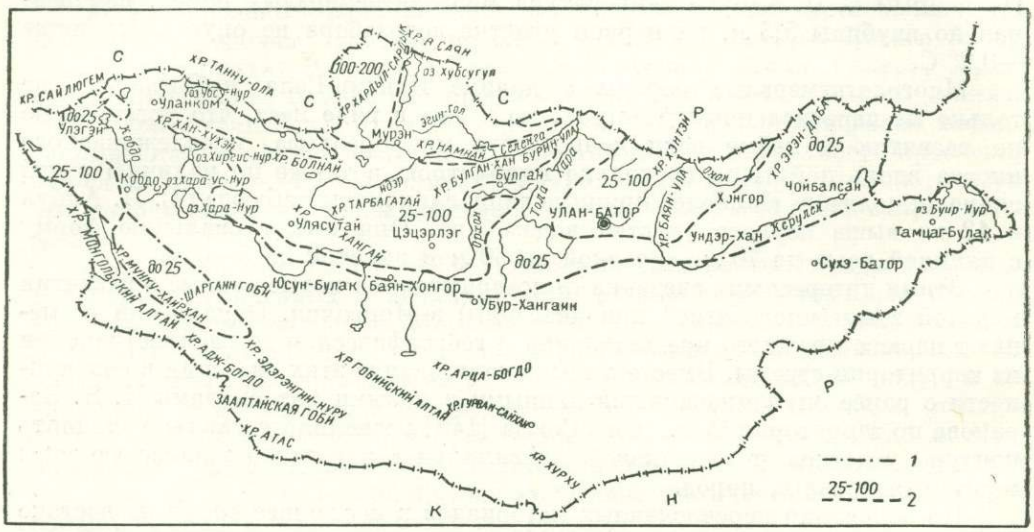


Рис. 6. Схематическая карта распространения зоны многолетнемерзлых пород на территории МНР (сост. Н. А. Маринов и Н. И. Толстихин).

1 — граница распространения площадей с развитием зоны многолетнемерзлых пород; *2* — максимальная вероятная мощность зоны многолетнемерзлых пород в *м*.

Приподнятые области Хэнтэя и Хангайского нагорья показаны как площади с максимальной мощностью мерзлой зоны от 25 до 100 *м*. Принадлежность Хэнтэя этой градации максимальных мощностей многолетнемерзлых пород достаточно хорошо подтверждается приведенным выше фактическим материалом по району Улан-Батора, Налайхинской котловины и Джан-Шаблинскому горному массиву, в отдельных долинах которого многолетнемерзлые породы достигают почти 36 *м* мощности. Хангайское же нагорье отнесено сюда в значительнй мере условно. Сведения о мерзлой зоне этого обширного района чрезвычайно немногочисленны.

По сообщению В. Л. Комарова [86], многолетнемерзлые породы были встречены здесь при бурении шурфов на глубине около 1 *м* примерно в июле на восточном берегу оз. Косогол; в 107 *км* к югу от него на берегу р. Бухате на наличие ископаемого льда указал Л. А. Ячевский [239]. М. В. Бесова отнесла изученную ею часть бассейна р. Ацзаргаин-Гол (Желтуры) по аналогии с долиной р. Модонкуль (Южное Прибайкалье) к области развития многолетнемерзлых пород с мощностью зоны 30—40 *м*. В этом обширном районе поверхностные проявления многолетнемерзлых пород наблюдались Н. И. Толстихиным [202] у перевала Дзагыстай севернее г. Улясутай, а в 70 *км* восточнее — Некрасовым в шурфе, пройденном в долине Аршана. Острова многолетнемерзлых пород в долинах рек района курорта Хучжиртэ, фиксируемые широким развитием в пойме рек кочковатости, заболоченности, бугров пучения и термокарстовых озер, в 1946—1947 гг. наблюдались

В. Н. Поповым. Таким образом, ни одному из перечисленных исследователей полной мощности многолетнемерзлых пород здесь не удалось установить. Лишь в 1959 г. при бурении на воду скв. 583, 584 и 585, заложенных в пойме р. Идэрийн-Гол для водоснабжения строившегося в Тосынценгэл сомоне деревообрабатывающего завода, в двух из указанных скважинах (скв. 583 и 584) были встречены многолетнемерзлые породы, прослеживавшиеся до глубины 24 *м*.

Таким образом, отнесение этой большой территории к области развития мерзлой зоны мощностью от 25 до 100 *м* базируется больше на предположениях, так как фактического материала для этого недостаточно.

Также в значительной мере условно в эту градацию максимально возможной мощности мерзлой зоны отнесены северо-западная часть Монгольского Алтая, хотя здесь в дальнейшем, видимо, удастся выделить и площади мощностью 100—200 *м*.

В Западном и Восточном Прихубсугулье условно выделена площадь, в пределах которой мощность мерзлой зоны может достигать 100—200 *м*. На севере и западе эта площадь примыкает к территории Советского Союза. Материалов по развитию мерзлой зоны в пределах описываемой части площади нет.

С развитием многолетнемерзлых пород местами связаны надмерзлотные и подмерзлотные воды. Первые распространены крайне ограниченно и вследствие сезонного характера своего проявления не имеют существенного практического значения. Подмерзлотные воды развиты более широко. Они установлены на ст. Мандал, в Бат-Сумбур сомоне, в районе Улан-Батора, в Налайхинской котловине, в долинах рек Цзун-Урту-Гол, Цэнхэр-Гол и в других районах. Эти воды, несмотря на относительно малое их распространение на большой территории всей страны, имеют важное значение для водоснабжения некоторых промышленных, жилых и сельскохозяйственных объектов. Подробная характеристика этих вод приведена в соответствующем разделе.

Суровый климат Монголии, малоснежная и бесснежная зима на большей части ее территории обусловливают глубокое промерзание грунтов. Так, например, по наблюдениям В. Н. Попова и других исследователей, глубина сезонного промерзания в районе Улан-Батора достигает 6,0 *м*, в бассейне р. Ацзаргаин-Гол (Желтуры) 2,0—5,0 *м*, в некоторых долинах Хэнтэя она 1,0—5,0 *м*, в Налайхинской котловине от 2,0—3,0 и до 5,0 *м*. Глубина сезонного промерзания зависит от состава пород, микрорельефа местности, гидрогеологических условий и многих других факторов, но в целом для Монголии она довольно большая и в среднем может быть принята равной 4,0 *м*.

ГЛАВА III

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории Монголии принимают участие отложения всех геологических систем.

Докембрий. Докембрийские отложения широко распространены главным образом в западной части Монголии — в нагорье р. Шишхид-Гол, в Западном и Восточном Прихубсугулье, на площади, расположенной юго-западнее пос. Алтан-Булак, в Западном и Юго-Восточном Хангае, в Монгольском Алтае, в некоторых районах Восточной Монголии, где эти отложения выступают в тектонически приподнятых блоках среди палеозойских и мезо-кайнозойских образований. Они представлены довольно разнообразной гаммой пород, среди которых преимущественно развиты разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, известняки, мраморы, редко порфироиды кварцевых порфиров, туфопорфироиды, амфиболиты, порфиритоиды, конгломераты, метаморфические песчаники и сланцы.

По особенностям литологического состава перечисленные породы объединяются в четыре, по-видимому, разновозрастные свиты [21]. Наиболее древняя — сланцево-гнейсовая свита с амфиболитами и известняками. Она развита в Западном и Восточном Прихубсугулье, Западном Хангае, в Селенгинско-Желтуринском междуречьи. Эта свита условно относится к архею. Выше залегает сланцево-известняковая свита с гнейсово-слюдяными и слюдяными сланцами, амфиболитами и известняками. Она распространена менее, чем первая свита, отложения ее наблюдались лишь в Западном и Восточном Прихубсугулье и в Северо-Западном Хангае. Еще выше залегает гнейсово-сланцевая свита, состоящая из метаморфических сланцев, гнейсов, амфиболитов и известняков, развитых главным образом в Восточном Прихубсугулье. Заканчивается разрез древнейших образований Монголии комплексом зеленокаменных пород, широко распространенных в междуречьи Селенги и Желтуры, где поверх его залегают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия. Эти три свиты относятся к протерозою.

Выходы докембрийских отложений на дневную поверхность приурочены обычно к ядрам крупных антиклинальных структур, где эти отложения прорваны многочисленными каледонскими и герцинскими интрузивными телами, вызвавшими их глубокий метаморфизм. Местами они собраны в крутые изоклинальные складки, пронизанные множеством послойных внедрений кварцевых, аплитовых и пегматитовых жил, а также неправильных тел гранито-гнейсов. На некоторых участках складчатые структуры докембрия осложнены многочисленными дизъюнктивными нарушениями.

Кембрийская система. Отложения кембрийской системы на территории Монголии достаточно широко распространены также лишь в ее западной части: в Монгольском Алтае — северо-западнее Дэлюнской впадины, в хр. Батыр-Хайрхан, в бассейне оз. Хара-Ус-Нур, в горах Хасакт-Хайрхан и Тайшири-Ула, а также в Западном и Восточном Прихубсугулье, западнее Дархатской котловины, в междуречьи Селенги и Желтуры, в хр. Хан-Хухэй в Хангайском нагорье и в некоторых других районах.

Сопоставление разрезов кембрийских отложений перечисленных районов позволило Н. А. Маринову [21] наметить следующую схему их стратиграфического расчленения (снизу вверх): в основании разреза залегает толща базальных конгломератов с горизонтами песчаников и сланцев мощностью до 1000 *м*; выше залегает метаморфическая свита, состоящая из переслаивания сланцев, кварцитов и известняков мощностью не менее 5000—6000 *м*. Еще выше находится вулканогенная свита с залежами рифогенных известняков, прослеживаемая во всех районах развития нижнего кембрия и имеющая весьма непостоянную мощность. Поверх этой толщи залегают песчанико-известняково-сланцевые отложения мощностью более 2000 *м*, наблюдавшиеся только в северо-западном Хангае и отсутствующие в других районах Западной Монголии. Заканчивается разрез толщей битуминозных известняков среднего кембрия местами с песчаниками и сланцами. Приведенная схема стратиграфии кембрийских отложений Монголии имеет много общих черт с разрезом кембрия Тувы, Восточного Саяна, бассейна Джиды, Восточного Казахстана, что подтверждает большое сходство физико-географических и геологических условий, существовавших на этой обширной территории в кембрийское время.

Ордовикская система. Отложения ордовикской системы установлены в Монгольском Алтае, в Западном и Восточном Прихубсугулье, в Заалтайской Гоби. В Монгольском Алтае в основании разреза этих отложений залегает свита базального конгломерата мощностью 200 *м*. Выше находится свита чередующихся между собой песчаников и сланцев с покровами порфиритов и линзами известняков мощностью около 3000 *м*. Заканчивается разрез 2500-*м* толщей песчаников и сланцев. В Заалтайской Гоби ордовикские отложения представляют собой переслаивание кварцитов, метаморфизованных песчаников и филлитов, нередко с прослоями внутриформационных конгломератов, белых и светло-серых мраморизованных известняков. Мощность их 2500—3000 *м*.

В Западном Прихубсугулье в ордовикских отложениях наблюдаются зеленые песчаники и конгломераты с подчиненными прослоями зеленых плитчатых сланцев, залегающих с угловым несогласием на битуминозных известняках нижнего кембрия. Примерно такой же состав этих отложений и в Восточном Прихубсугулье, где мощность их по данным А. Х. Иванова [55] достигает 2000 *м*.

Характер ордовикских отложений Монголии свидетельствует о том, что они накапливались в открытом морском бассейне, дно которого постепенно погружалось на фоне дифференцированных колебательных движений, сопровождавшихся подводными излияниями порфиритовых лав и выбросами рыхлых продуктов извержения.

Нижний палеозой. Помимо фаунистически охарактеризованных кембрийских и ордовикских отложений, в различных районах Монголии выделяются палеонтологически немые метаморфические образования, которые условно отнесены к нижнему палеозою. Эти отложения состоят из гнейсов, гранито-гнейсов, кристаллических сланцев, известняков, кварцитов, амфиболитов и других метаморфических образований. Они наблюдались в Хэнтэе, южнее Мунху-Ханый сомона, в Дзамын-Удэнской котловине, между пос. Дзамын-Удэ и г. Сайн-Шанд; западнее Сайн-Шанда они установлены в районе Тушилгинских угольных копей и во многих других местах. В Хангайском нагорье выходы этих отложений известны в южной части

Убур-Хангайского аймака и в Монгольском Алтае — в долине оз. Бегер-Нур вдоль северного склона хр. Бурхан-Ула.

В большинстве перечисленных мест нижнепалеозойские отложения выступают в ядрах крупных антиклинальных структур, перекрываясь на отдельных участках породами среднего и верхнего палеозоя, а также эффузивными и осадочными образованиями мезо-кайнозоя. Они смяты в сложно построенные крутые складки северо-восточного простирания на востоке страны, широтного — в центральной ее части и северо-западного — на западе. Во многих местах толща прорвана гранитными интрузиями и их жильными дериватами.

Силурийская система. Породы силурийской системы распространены в Монгольском Алтае, Хангае, в Гобийском Тянь-Шане и в ряде районов Восточной Монголии. Они довольно однообразны. Это преимущественно песчаники, сланцы, различные по петрографическому составу эффузивы (порфириты, фельзиты, кварцевые порфиры, диабазы), реже известняки, конгломераты. Частая перемежаемость пород в разрезе и наличие среди них пестрых по окраске разностей свидетельствуют о мелководном характере морского бассейна, в котором происходило осадконакопление, а также о значительных колебаниях его дна, сопровождавшихся энергичной вулканической деятельностью и образованием местами обширных лагун, где условия осадконакопления существенно отличались от условий осадконакопления в открытых морских бассейнах. Наличие местами мелководных условий осадконакопления подтверждается характером фауны, а также косой слоистостью и волноприбойными знаками в отложениях.

Девонская система. Девонские отложения в Монголии распространены повсеместно. В Монгольском Алтае они наблюдались на южных склонах хр. Сайлюгем, в хребтах Байрим, Тургени-Нуру, Чиргитэ, Хадуин, Эсерлигийн-Ула. В Заалтайской Гоби эти отложения установлены южнее депрессий Эхини-Дээд-Тала, Ланцзатиин-Холай, в холмах пустыни Номин-Хуху Гоби, на северном склоне Адж-Богдо, в горах Хурэн-Богдо и Бага-Хабтык-Ула; в Хангайском нагорье — в бассейне оз. Тэрхэин-Цаган-Нур, в хр. Дэль-Хайрхан-Ула, Арца-Богдаин-Нуру, в северо-западной части долины Хошин-Тала; в Восточной Монголии — в хр. Нукут-Дабан, в районе поселков Шара-Хада, Хара-Айрак, западнее Ундэр-Хана и севернее Чойбалсана. Значительные поля девонские отложения образуют лишь в Монгольском Алтае, менее значительные — в Хангайском нагорье и в тектонически приподнятых блоках Юго-Восточной Монголии. На остальной территории они составляют обычно небольшие массивы, выступающие на поверхность из-под более молодых образований палеозоя и мезо-кайнозоя.

В девонских отложениях Монголии установлены породы всех трех отделов этой системы, причем в верхнем девоне наряду с морскими в некоторых районах (Монгольский Алтай, Восточная Монголия) наблюдаются континентальные образования.

В целом девонские отложения Монголии довольно пестры по составу. Среди осадочных пород в разрезах преобладают конгломераты, аркозовые и граувакковые песчаники, аргиллиты и глинистые, кремнистые, известково-глинистые, песчано-глинистые и филлитовидные сланцы, реже встречаются известняки, алевролиты, яшмы, кварциты, филлиты. Обычная окраска песчанико-сланцевых пород буровато-серая, серо-зеленая, но встречаются песчаники и конгломераты, интенсивно окрашенные в красновато-бурые, коричневые и бурые цвета с волноприбойными знаками на плоскостях слоистости.

Состав пород в вертикальном разрезе не выдержан. Местами преимущественно развиты песчаники, сланцы, то разности этих пород часто переслаиваются между собой и к ним на отдельных участках добавляются известняки и, главным образом в основании разрезов, конгломераты. Конгломераты в некоторых районах Западной Монголии образуют мощные и выдер-

жанные на значительном расстоянии горизонты. Известняки встречаются в девонских отложениях лишь в северной части Монгольского Алтая, в нижнедевонских отложениях Хангая, в среднедевонских отложениях Восточной Монголии, где они составляют невыдержанные толщи, быстро выклинивающиеся по простиранию.

Широко распространены в девонских отложениях кислые и основные эффузии. Излияния их происходили на протяжении всего девонского периода, но особенно интенсивно в среднем и верхнем девоне Монгольского Алтая, где в отдельных районах покровы этих пород составляют толщу в несколько сотен метров и занимают большие площади. Основная масса излияний представлена порфиритами и их туфами.

На отложениях ордовикской системы и более древних толщах девонские отложения залегают с размывом и угловым несогласием и начинаются обычно горизонтом базального конгломерата или грубыми песчаниками с частыми прослоями конгломератов. Они образуют сложные складчатые структуры, местами нарушенные разрывами сплошности пород и прорванные многочисленными интрузиями гранитов и их жильными дериватами, под влиянием которых претерпели интенсивные контактовые изменения.

К а м е н н о у г о л ь н а я с и с т е м а . Так же, как и девонские, отложения каменноугольной системы в Монголии распространены повсеместно. Они установлены в Хэнтэе, Хангае, Монгольском Алтае, в Гобийском Тянь-Шане, в горных грядах и холмах Восточной Гоби, а также в хр. Нукут-Дабан в Восточной Монголии. В каменноугольных отложениях Монголии выделяются морские и континентальные образования, причем первые относятся преимущественно к нижнему отделу этой системы, а континентальные к среднему и верхнему.

В Хэнтэе эти отложения мощностью более 1000 *м* представлены комплексом метаморфических песчанико-сланцевых образований, в котором встречаются также редкие и маломощные горизонты конгломератов, аргиллитов и известняков.

Нижнекарбоновые отложения Монгольского Алтая согласно залегают на верхнедевонских отложениях и представлены главным образом желтовато-серыми и зеленовато-серыми метаморфическими песчаниками, сланцами, кремнистыми алевролитами с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов, аргиллитов, глинистых известняков и каменных углей. В некоторых районах описываемой области в основании разреза нижнего карбона залегают мощные горизонты гравелитов и грубозернистых темно-серых песчаников с галькой подстилающих пород девона, а выше находится тот же комплекс пород. Иногда в разрезе нижнекарбоновых отложений наблюдаются покровы андезитовых порфиритов, дислоцированные вместе с осадочными породами в широкие складки близкого к широтному простирания с падением пород на крыльях до 35°. Мощность нижнего карбона Монгольского Алтая около 700—800 *м*.

В Заалтайской Гоби разрез нижнекарбоновых отложений начинается базальными конгломератами, поверх которых залегают главным образом песчаники и алевролиты с подчиненными горизонтами аргиллитов и линзами известняков. Правда, последние на некоторых участках преобладают в разрезе, достигая мощности 250—270 *м*. Общая мощность нижнекарбоновых отложений здесь 850—950 *м*.

Примерно такой же состав нижнекарбоновых отложений и в Гобийском Тянь-Шане, но мощность их увеличивается здесь до 2000—2500 *м*.

В Южной Гоби нижнекарбоновые отложения выступают на поверхность в многочисленных горстовых поднятиях этой области. Нижняя часть их состоит из базальных конгломератов, трансгрессивно залегающих на различных более древних породах, а выше находятся мелко- и среднезернистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с редкими горизонтами кварцевых порфиров, туфобрекчий, туфов и конгломератов. Заканчивается разрез

нижнекарбоновых отложений описываемой территории терригенно-карбонатной толщей. Общая мощность этих отложений изменяется от 2250 до 3400 *м*, причем мощность последней толщи 650—1400 *м*.

В Тотошаньско-Нукут-Дабанском антиклинории в нижней части разреза нижнекарбоновых отложений наблюдаются главным образом различные по составу эффузивные породы и их туфы, поверх которых залегают песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, реже известняки. Мощность их колеблется от 350 до 900 *м*. Верхняя часть разреза представлена глинистыми и глинисто-серицитовыми сланцами, алевролитами, песчаниками с маломощными горизонтами внутриформационных конгломератов. Мощность этой части разреза 250—650 *м*.

Средне- и верхнекарбоновые отложения распространены в Монгольском Алтае, Заалтайской Гоби и в Гобийском Тянь-Шане. Они представлены осадочно-эффузивным комплексом, со слабо выраженным несогласием залегающим на породах нижнего карбона и с резким угловым несогласием на более древних палеозойских и допалеозойских отложениях. В основании его залегает толща порфиритов, андезитовых порфиритов, андезитов и туфов этих пород. В средней части разреза появляются кислые эффузивы, близкие к дацитовым порфирам, альбитофирам и фельзитам, которые преобладают в верхней его части.

Осадочные породы встречаются в виде редких маломощных прослоев (до 10—15 *м*) по всему разрезу осадочно-эффузивного комплекса. Они представлены кремнистыми песчаниками, алевролитами, яшмой, гравелитами и реже сланцами. Мощность осадочно-эффузивного комплекса около 1000 *м*. В некоторых районах Западной Монголии в основании осадочно-эффузивного комплекса залегает горизонт базального конгломерата мощностью до 80—100 *м* (бассейн оз. Ачит-Нур и Хух-Нур), а в разрезе самого комплекса выше осадочно-эффузивных образований залегает угленосная толща, содержащая, помимо углей, средне- и крупнозернистые полимиктовые косослоистые песчаники, углистые и глинистые сланцы, алевролиты мощностью 50—100 *м*, покрытые 200—250-*м* толщей светло-серых гравелистых и крупногалечниковых конгломератов с прослоями крупнозернистых песчаников (бассейн оз. Ачит-Нур). В бассейне оз. Хух-Нур из разреза выпадают осадочно-эффузивная и угленосная толщи, которые замещаются глинистыми сланцами.

В Гобийском Тянь-Шане средне- и верхнекаменноугольные отложения представлены морскими образованиями, в основании которых залегает песчанико-конгломератовая толща, а выше — известняки, содержащие обильную фауну мшанок, кораллов и брахиопод. Мощность этих отложений 350—400 *м*.

Приведенный материал показывает, что в нижнем карбоне на большей части территории Монголии существовали морские условия осадконакопления, закончившиеся сильной складчатостью и внедрением интрузий. Эта складчатость выразилась в образовании пликативных дислокаций в нижнекарбоновых и, по-видимому, в девонских отложениях, и дизъюнктивных, в породах более древних, спаянных гранитными интрузиями каледонского магмогенеза. В результате послениижнекарбоновых тектонических движений значительная часть территории Монголии выходит из-под уровня моря, и в среднем и верхнем карбоне в ней устанавливаются континентальные условия осадконакопления. В эту эпоху она покрывается довольно густой сетью озер, в которых шло накопление континентальных толщ, сопровождавшееся мощными излияниями эффузий. Лишь на юге Монголии — в Гобийском Тянь-Шане по-прежнему сохранялся морской режим осадконакопления. В условиях неглубокого моря здесь происходило накопление песчано-глинистых осадков и карбонатных илов, в результате метаморфизации которых впоследствии образовались песчанико-сланцевые толщи и известняки.

Средний палеозой. Палеонтологически немые отложения среднего палеозоя широко распространены на территории Монголии. Породы, относимые к этому возрасту, образуют большие поля в пределах Хэнтэя, откуда, продолжаясь в юго-западном и западном направлениях, переходят в Хангай. На крайнем северо-востоке Монголии они слагают значительную часть бассейна Улдзы и слабо всхолмленные степные пространства Восточно-Монгольской равнины; через ряд промежуточных полей они распространяются на юг, где, начиная с крайнего востока, с перерывами прослеживаются до хр. Гурван-Сайхан на западе.

Среднепалеозойские отложения представлены главным образом песчаниками, кремнистыми, глинистыми и реже кристаллическими сланцами, конгломератами, известняками, яшмами, кварцитами, филлитами, спилитами, т. е. тем же комплексом пород, что и описанные выше отложения силура — нижнего карбона.

Пермская система. В составе пермских отложений Монголии установлены морские, континентальные и лагунные образования.

Отложения эти как в морской, так и в континентальной фациях представлены часто перемежаемыми песчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами и конгломератами, быстро изменяющимися по простиранию и указывающими, что первичный осадочный материал, из которого они образовались, накапливался в неглубоких водных бассейнах при общей тенденции к погружению дна, испытывавших непрерывные колебательные движения. Эти породы характеризуются в целом монотонной зеленовато-серой окраской, лишь часть конгломератовых горизонтов окрашена в светло-серые или ржаво-бурые тона. Основной компонент разреза — песчаники, по составу относящиеся к аркозовым или полимиктовым. Они варьируют от тонко- до грубозернистых. Форма кластического материала песчаников — угловатая или слабо окатанная. Цемент песчаников представлен тончайшими обломками пород того же состава с примесью глинистого материала и редко хлорита. Текстура сланцев обычно слоистая, лепидогранобластовая, бластоалевролитовая и редко порфиробластовая. Они состоят из глинистых продуктов, хлорита и серицита, к которым в зоне контакта с гранитами в заметном количестве прибавляется мелкопластинчатый биотит. Реже распространены конгломераты. В их гальке, резко преобладающей над песчаным цементом, наблюдаются кислые эффузивы и светло-серые граниты.

Эффузивные породы значительно развиты как в нижнепермских, так и в верхнепермских отложениях и представлены главным образом кварцевыми и плагиоклазовыми порфирами, фельзит-порфирами, редко рогово-обманковыми порфиритами и покровами диабазовых лав.

В целом для пермских отложений Монголии характерно весьма слабое развитие карбонатных пород, которые были констатированы всего лишь в трех-четырех пунктах страны.

В пермских отложениях установлены ископаемые мшанки, кораллы, брахиоподы, среди которых имеются формы, сходные, с одной стороны, с представителями Тимано-Уральского бассейна, с другой — с формами, встречающимися в отложениях Соляного Кряжа.

В отложениях континентальной фации к этим породам добавляются еще углистые сланцы и каменные угли, на некоторых месторождениях обладающие коксующимися свойствами. Породы очень часто переполнены растительными остатками, среди которых установлены формы, широко распространенные в континентальных пермских отложениях Кузнецкого бассейна, Минусинской котловины, Тунгусского бассейна и Дальнего Востока.

Лагунные отложения более разнообразны. Среди них наблюдаются известняки, глинистые сланцы, песчаники, конгломераты, пестрые глины, аргиллиты, пласты гипса и каменной соли и различные по составу эффузивные породы. Отложения эти накапливались в полуплатформенном бассейне в условиях сухого и жаркого климата, когда наряду с накоплением терри-

генного песчано-глинистого материала в периоды подъема земной коры и сокращения его водной поверхности, сопровождавшимся повышением солености, создавались благоприятные условия для химического осаждения сульфатов и хлоридов, образовавших впоследствии мощные залежи гипсов и каменной соли.

Верхний палеозой. Верхнепалеозойские отложения установлены в Монгольском Алтае, в Гобийском Тянь-Шане, в Хангае, на ряде площадей Северной и Восточной Монголии.

В Монгольском Алтае они залегают в ядрах узких синклинальных складок или в горстовых поднятиях, выступающих из-под покрова мезокайнозойских образований. В верхнепалеозойских отложениях наблюдаются песчаники, углистые, филлитовидные и глинистые сланцы, аргиллиты, мергелистые песчаники, известняки, каменные угли, на некоторых участках широко представлены эффузивные породы преимущественно основного и реже кислого состава, иногда образующие залежи мощностью свыше 100 *м*. Характерно для этих отложений частое чередование слоев различного состава, невыдержанность их по простиранию и большая мощность — 1,5—2 *км*. На нижележащих породах метаморфической свиты палеозоя и известняках верхнего девона верхнепалеозойские отложения залегают с размывом и несогласием. Широко в этих породах развиты также плойчатость, сбросы и флексуры.

В восточной части Гобийского Тянь-Шаня верхнепалеозойские отложения представлены мощной толщей песчанико-сланцево-конгломератовых и эффузивных образований, залегающих на размытой поверхности нижнепалеозойских отложений и каледонских гранитов. Основание толщи сложено песчанико-конгломератовой свитой с прослоями известняков, прослеживающейся в северо-восточном направлении на многие километры вдоль южного склона Булган-Ульского известнякового массива. Мощность свиты не менее 1500 *м*. Песчанико-конгломератовая свита сменяется песчанико-сланцевой, в которой встречаются маломощные прослои известняков и значительные залежи эффузивов.

В западной части Гобийского Тянь-Шаня верхнепалеозойские образования представлены вулканогенно-осадочной толщей, основание которой сложено порфиритами, андезитовыми порфиритами, андезитами и их туфами. В средней части разреза, помимо эффузивных пород среднего состава, установлены дацитовые порфиры, альбитофиры и фельзиты. В верхней части разреза уже преобладают кислые эффузивы. Осадочные породы в виде редких и маломощных (до 10—15 *м*) горизонтов встречаются по всему разрезу толщи. Они представлены кремнистыми песчаниками, алевролитами, яшмами и гравелитами.

В Хангае конгломерато-песчанико-эффузивная свита, близкая по составу к описанной, трансгрессивно залегает на складчатом фундаменте древних кристаллических толщ, имея в основании базальные конгломераты, галька которых целиком состоит из подстилающих пород, включая и девонские. Общая мощность пород всей толщи не менее 1200—1300 *м*.

Верхнепалеозойские отложения широко распространены в Северной Монголии, в междуречьи Орхона и Селенги, а также на площади, расположенной южнее поселков Сухэ-Батор и Алтан-Булак. По новейшим данным Ю. Я. Петровича, В. А. Ботезату и других исследователей, в составе этих образований здесь выделяются пять свит. Наиболее ранней, сформировавшейся, по-видимому, в среднем или верхнем карбоне, является свита кислых эффузивов (туфы, туфо-лавы, кварцевые порфиры, порфиры, фельзиты, фельзит-порфиры), несогласно залегающая на отложениях нижнего карбона и имеющая в основании горизонт базальных конгломератов мощностью около 10—15 *м* и толщу черных пироксеновых порфиритов мощностью примерно 200 *м*. Общая мощность свиты 800—1000 *м*. Выше залегает свита преимущественно средних эффузивов, представленная главным образом

лиловыми и бурыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями, редко встречаются кварцевые порфиры и фельзит-порфиры. Мощность свиты колеблется в различных районах от 1500 до 2500 *м*. Еще выше залегает свита серых порфиритов с туфами, распространенная повсеместно и примерно такого же состава, как и предыдущая свита, правда, мощность ее несколько меньше — около 1500 *м*. Лежащая на ней туффитовая свита распространена ограниченно, образуя небольшую полосу шириною около 35—40 *км*, прослеживающуюся от Баян-Агта сомона на западе до меридиана долины р. Хучжырыйн-Гол на востоке. Она состоит из туфобрекчий, туфоконгломератов, туфопесчаников, туфогравелитов, межпластовых залежей габбро-диабазов, диабазовых и диоритовых порфиритов. Мощность свиты изменяется от 100—150 до 1200—1900 *м*. Заканчивается разрез верхнего палеозоя свитой кварцевых порфиров, распространенную весьма ограниченно и мощностью не более 450 *м*.

В Восточной Монголии — в районе Хутул-Хида, Хан-Богдо сомона и в хр. Тотошань условно выделенные верхнепалеозойские отложения состоят из кремнистых песчаников, плитчатых сланцев, метаэффузивов основного и среднего состава и прослоев яшмовидных пород. Мощность их превышает 1000 *м*.

П е р м о - т р и а с. Для пермо-триасовых отложений на территории Монголии характерно относительно небольшое распространение. Они впервые были установлены в Хангайском нагорье В. А. Амантовым [5], А. А. Храповым, В. А. Макаровым, наблюдавшими их среди метаморфических песчанико-сланцевых образований нижнего и среднего палеозоя на правобережье Тамира, левобережье Орхона, в окрестностях г. Убур-Хангай, в верховьях Онгин-Гола и близ сомона Баян-Улан. Эти отложения образуют поля площадью в несколько десятков и редко сотен квадратных километров. Они представлены мелко- и среднегалечными конгломератами, слагающими главным образом нижнюю часть разреза, выше залегают сланцы, а еще выше чередуются мелкогалечные конгломераты с линзами светло-серых аркозовых песчаников и окремнелые алевролиты. Общая мощность отложений 300—350 *м*. Характерная особенность их — монотонные серые тона окраски, в породах — косая слоистость, знаки ряби, глинистые стяжения и обильные растительные остатки, свидетельствующие о накоплении отложений в мелководных континентальных условиях. На подстилающих породах нижнего и среднего палеозоя пермо-триасовые отложения залегают с размывом и резким несогласием, образуя небольшие структуры типа наложенных мульд с весьма пологими углами падения на крыльях.

Ю р с к а я с и с т е м а. Юрские отложения широко распространены главным образом в Восточной Монголии. Они наблюдаются здесь в хр. Нукут-Дабан, между пос. Югодзыр и р. Керулен, а также между Керуленом и Ононом. В южной части страны эти отложения известны в местности, расположенной западнее и юго-западнее Сайн-Шанда, южнее Далан-Цзадагада; на севере — в бассейне оз. Хубсугул и в нагорье р. Шишхид-Гол, на западе — в Хангайском нагорье и в Монгольском Алтае.

В юрских отложениях установлены конгломераты, песчаники, угли, песчано-глинистые и глинистые сланцы, глины, а также андезиты, базальты, кварцевые и бескварцевые порфиры, порфириты, фельзит-порфиры. туфы. На основании различий литологического состава, а также находок остатков ископаемой фауны и флоры юрские отложения МНР расчленены на пять свит (снизу вверх): хоирмотская, эффузивная, хамархубуринская, основных и средних эффузивов с туфами, кислых эффузивов и их туфов. Первые три свиты относятся к верхам лейаса и низам доггера, последние две — к мальму.

Хоирмотская свита достаточно широко распространена в Восточно-Гобийской депрессии. Она представлена уплотненными слабо метаморфизованными, большей частью массивными конгломератами с подчиненными пачками и прослоями серо-зеленоватых и темно-серых полимиктовых туфо-

генных песчаников и редко глин. Помимо пород осадочного происхождения, значительное участие в ее составе принимают также покровы, пластовые и секущие жилы средних и реже кислых эффузивных пород, приуроченных главным образом к основанию и нижней части разреза свиты. Мощность свиты изменяется от 150 до 500—600 *м*.

Отложения хамархубуринской свиты в большинстве мест залегают со стратиграфическим несогласием на породах хоирмотской свиты и отделены от нее мощными покровами базальтов, андезитов, порфиритов, кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и туфов перечисленных пород. составляющих промежуточную между хоирмотской и хамархубуринской эффузивную свиту.

Отложения хамархубуринской свиты распространены несколько шире отложений хоирмотской свиты. Они прослежены в ряде горных массивов Восточно-Гобийской депрессии, в междуречьи Селенги и Орхона на севере Монголии, в северной части Хэнтэя (бассейн р. Шараин-Гол), на ряде участков Восточной Монголии (урочище Шабарчжаргаланта, севернее и южнее депрессии Элигэнэ-Тала), в горах Гурван-Сайхан в Южной Монголии, в бассейне Хубсугула, в нагорье Шишхид-Гола, в некоторых местах Монгольского Алтая и в бассейне Убсу-Нура. В основании свиты залегают конгломераты и песчаники различной мощности; выше идет переслаивающаяся толща песчаников, глин, глинисто-углистых сланцев, конгломератов и углей. Мощность свиты в различных районах колеблется от 150 до 500 *м*.

В отложениях этих трех свит встречается фауна моллюсков, в составе которой Г. Г. Мартинсон определил раковины пластинчатожаберных *Ferganoconcha curta* Tschern., *F. sibirica* Tschern., *F. burejensis* Tsch., также широко распространенные в нижне-среднеюрских отложениях Восточной Сибири и Дальнего Востока. Из представителей юрской флоры, встречающейся в этих отложениях, установлены: из папоротниковых — *Cladophlebis* sp., *C. haiburnensis*, *Coniopteris burejensis* Zal., из хвощевых — *Phyllotheca* sp., *Equisetites* sp.; цикадофиты представлены *Pterophyllum* sp., *Zamites* sp., *Podozamites* sp., *P. lanceolatus* Heer, группа гинкговых и хвойных состоит из *Czekanowskia rigida* Heer, *Cz. Setacea* Heer, *Pityophyllum* cf. *cobukense* Sew., *P. longifolium* Nath., *P. nordenskiöldi* Nath., *Desmiophyllum* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *Ginkgo digitata* Brong. и *G. sibirica* Heer.

Флора эта, как известно, широко распространена далеко за пределами Монголии, встречается в среднеюрских отложениях Кузнецкого бассейна на западе, до Амура на востоке, а также в юрских отложениях КНР.

Отложения свиты основных и средних эффузивов и их туфов широко распространены севернее Ундэр-Хана, в междуречьи Онона и Керулена, разобщенными участками они встречаются по правобережью Керулена, достигая на юге пос. Дзамын-Удэ. Они развиты также на площади между г. Чойбалсан и пос. Югодзыр, в бассейне оз. Угей-Нур. На севере страны верхнеюрские эффузивные образования этой свиты известны в бассейне Хубсугула и по окраинам Дархатской котловины, где они имеют мощность 100—150 *м* и залегают на размытой поверхности кембрийских известняков, слагая невысокие холмы. Среди общей массы эффузивов максимально развиты базальты, в то время как андезито-базальты, андезиты и порфириты резко им подчинены.

Эффузивные образования, относящиеся к свите кислых эффузивов и их туфов, встречаются во многих районах Монголии. Они представлены кварцевыми порфирами, фельзитами, фельзит-порфирами и туфами. В бассейне Халхин-Гола эффузивы этой свиты слагают отдельные останцы гор в области холмистых предгорий северного склона хр. Нукут-Дабан, гряды гор и холмов к северу и югу от горы Мототондор-Ула, а также водораздел между реками Бурин- и Нарин-Гол, левыми притоками р. Нумургин-Гол. Мощность этих покровов эффузивов здесь не менее 1000 *м*.

Далее на запад свита кислых эффузивов с туфами наблюдалась восточнее Чойбалсана, на ряде участков по правобережью Керулена и севернее его, а также в бассейнах озер Сумыйн-Нур и Улан-Нур. Здесь свита распространена на площади около 4000 *км*² в виде довольно широкой неправильной формы полосы, вытянутой в северо-восточном направлении. Аналогичные эффузивы, слагающие довольно крупные, но разобщенные между собою поля, наблюдались во многих местах южнее поселков Дзамын-Удэ и Дариганга. Они залегают здесь на различных горизонтах палеозоя и гранитах и имеют мощность от 100 до 300—400 *м*.

Меловая система. К отложениям меловой системы в Монголии относится пестрый комплекс осадочных и эффузивных образований, выполняющий почти все межгорные понижения. Особенно широко эти отложения распространены в южной ее части, где они часто выступают по бортам депрессий и на значительных пространствах перекрыты более поздними образованиями третичного и четвертичного возраста. Они составлены песчаниками, глинистыми, углистыми и битуминозными сланцами, углями, конгломератами, мергелями, мергелистыми и песчанистыми известняками, красными, зелеными и пестрыми глинами, гипсами и основными, средними и реже кислыми эффузивами. В отличие от стратиграфически более древних пород меловые отложения на значительной площади характеризуются слабой дислоцированностью и метаморфизмом.

Они расчленяются на следующие пять свит (снизу вверх): шарилинскую, цаганцабскую, дзунбаинскую, сайншандинскую и баинширэинскую. Первые три свиты относятся к нижнемеловому возрасту, сайншандинская и баинширэинская — к верхнему мелу.

Шарилинская свита характеризуется незначительным распространением. Отложения ее установлены в Восточной Гоби, в межгорных понижениях по южному склону Монгольского Алтая, в Нилгинской депрессии и характеризуются грубым составом пород в основании свиты и более тонким в верхах ее разреза. Отложения шарилинской свиты формировались в узких впадинах, в которые поступал обломочный материал разрушающихся высот, разделявших эти впадины. В распределении фаций шарилинских отложений наблюдается общая для всех меловых отложений Монголии закономерность — грубообломочные разности пород располагаются в прибрежных частях бывших озер, а тонкозернистые — в некотором отдалении от береговой линии. Поэтому вблизи области сноса распространены преимущественно конгломераты, грубые песчаники, пески, в то время как в центральных частях депрессий — глины, илы. Мощность шарилинских отложений неодинакова и колеблется от 2000 *м* в депрессиях Восточной Гоби до нескольких сотен метров в других районах.

Отложения цаганцабской свиты распространены значительно шире отложений шарилинской свиты, на которой они залегают без заметного углового несогласия. Они наблюдаются в Восточной Гоби, в Чойбалсанской, Тамцагской и Нилгинской депрессиях, а также в межгорных котловинах Монгольского и Гобийского Алтая.

В Восточной Гоби свита состоит из туфогенных песчаников, глин, глинистых сланцев, алевролитов, аргиллитов, редких прослоев известняков, доломитов и конгломератов, а также покровов основных эффузивов, залегающих в ее основании и согласно с нею дислоцированных. В Чойбалсанской депрессии цаганцабские отложения выходят на поверхность в Хара-Нурском и Сумыйн-Нурском районах, северо-западнее Чойбалсана, севернее и северо-восточнее Балагонской площади. По литологическому составу отложения цаганцабской свиты имеют много общего с цаганцабскими отложениями Восточной Гоби, однако здесь в разрезе свиты мощность эффузивных пород бо́льшая и распространены они более значительно. Аналогичен состав этих отложений и в остальных районах распространения данной свиты, с той лишь разницей, что роль эффузивных пород (базальтов, андезито-базальтов,

андезитов, кварцевых порфиров и их туфов) в их разрезе еще больше увеличивается, например, в Нилгинской депрессии, они увеличиваются почти до 75% разреза свиты, достигая мощности около 500 *м*.

Накопление цаганцабских отложений происходило в крупных озерных бассейнах, изолированных или связанных между собой, возможно, солоноватых. В отличие от отложений шарилинской свиты цаганцабские отложения характеризуются светлыми или серыми тонами окраски.

Цаганцабские отложения фаунистически охарактеризованы достаточно хорошо.

Из моллюсков (пелециподы и гастроподы) для них наиболее характерны *Leptesthes quadratus* Mart., *L. transbaicalensis* Mart., *L. estheriaeformis* Mart., *Mycetopus elongatus* Mart., и *M.* sp. Кроме того, в небольшом количестве в отложениях этой свиты встречены *Planorbis* ex. gr. *laevi* Ald., *Gyraulus* cf. *laevi* Ald., *G. olveaxa* Mart. и *G.* sp.

Фауна остракод представлена в цаганцабской свите только формами, общими с низами дзунбаинской свиты. Наиболее широко среди них распространены: *Cypridea unitimula* Gal., *C. volida* Gal., *C. delnovi* Gal., *C. coronata* Gal., *C. fluxodorsalis* Mandelst., *C. vitimica* Mandelst., *Timiriasevia vesabilis* Mandelst., *T. polymorpha* Mandelst. и др.

Из филлопод для цаганцабской свиты типичны *Estheria middendorfii* Jones var. sinensis Chi, *E. elliptica* var. *intermedia* Chi, *E.* cf. *amurensis* Tschern. Кроме того, в ней встречены *Estheria middendorfii* Jones, *E. daurica* Tschern. Рыбы представлены только *Lycoptera middendorfii* Jones.

Отложения дзунбаинской свиты распространены главным образом в восточной части Монголии. На основании палеонтологических данных и литологических особенностей они расчленены на нижнедзунбаинскую темно-серую подсвиту в составе битуминозной, глинисто-песчаной и глинистой толщ, и верхнедзунбаинскую зеленовато-серую подсвиту в составе песчано-глинистой толщи и угленосной пачки.

Отложения дзунбаинской свиты на цаганцабской свите залегают согласно. В основании разреза они представлены битуминозной толщей, имеющей важное маркирующее значение и состоящей главным образом из битуминозных (бумажных, листоватых) горючих сланцев, песчаников, глин, редко конгломератов и известняков. Мощность их около 70—120 *м*. На отложениях битуминозной толщи залегает глинисто-песчаная толща мощностью 500—700 *м*. Она состоит из различных, но преимущественно серых и зеленоватых глин, алевролитов, песчаников, глинистых сланцев, аргиллитов, конгломератов, известняков, доломитов, мергелей. Разрез темно-серой подсвиты заканчивается глинистой толщей. Она представлена главным образом черными глинами с редкими горизонтами песчаников и карбонатных пород. Общая мощность темно-серой подсвиты около 800 *м*.

Из всего разреза нижнемеловых отложений темно-серая подсвита фаунистически охарактеризована наиболее полно.

Из моллюсков в ней широко распространены *Cyrena shantungensis* Grab., *C. altiformis* Grab., *C. tani* Grab., *C. wangshihensis* Grab., *C. pusilla* Reis., *Lioplax reissi* Ramm., *L. parva* Ramm.

Только в темно-серой подсвите (большей частью в самых ее верхах) встречены, правда, в небольшом количестве, *Cyrena gigantea* Mart., *C. magna* Mart., *Probaicalia vitimensis* Mart., *Lioplax dzunbaiensis* Mart., *Bithynia dzunbaiensis* Mart.

Из остракод, развитых от верхов цаганцабской свиты и до низов зеленовато-серой подсвиты дзунбаинской свиты, в темно-серой подсвите в наибольшем количестве развиты *Darwinula contracta* Mandelst., *Timiriasevia bicornis* Gal., *T. versabilis* var. *acuta* Mandelst., *Cypridea sulcata* Mandelst., *C. polita* Gal., *Mongolianella palmosa* Mandelst. и др.

Для нижней битуминозной толщи темно-серой подсвиты весьма характерна *Cypridea unicostata* Gal., встречающаяся в очень большом количестве во многих разрезах. В целом темно-серую подсвиту характеризуют также такие формы, как *Origoilyocypris potanini* Gal., *Cypridea solida* Gal.

В верхней части темно-серой подсвиты, включающей выделенные выше песчано-глинистую и глинистую толщи наиболее развиты *Cypridea acutituberculata* Gal. и *C. bitubera* Gal. В меньшем количестве здесь встречаются *Cypridea acuminata* Mandelst., *C. tuberculisperga* Gal., *C. expedita* Lubim., *Timiriasevia quadratimula* Gal., *Darwinula tubida* Mandelst.

В низах темно-серой подсвиты в небольшом количестве распространены *Cypridea fundata* Mandelst. и *C. trisulcata* Mandelst; только для верхней части этой толщи характерны *Cypridea stellata* Gal. *C. impolita* Gal. и в меньшей степени *Ilyocyprimorpha modesta* Gal., *I. palustris* Mandelst. var. *tenera* Gal. и *Cypridea* sp. No. 1 (Gal.).

Из филлопод в темно-серой подсвите в большом количестве встречаются *Estheria middendorfii* Jones и в меньшем количестве *Estheria middendorfii* Chi; рыбы представлены встречающимися в большом количестве *Lycoptera middendorfii* Jones.

Споры и пыльца представлены весьма характерным комплексом, в составе которого в большом изобилии встречаются крупные треугольные споры папоротниковых различных семейств (*Cyateaceae*, *Dicksoniaceae* и др.), родов *Bacculina* Mal., *Cordiolina* Mal., *Cardioangulina* Mal., *Triportina* Mal., *Trilaterina* Mal., в несколько меньшем количестве в ней развиты пыльцевые зерна хвойных *Piaceae*, *Podocarpaceae*, *Taxodiaceae* и *Cypressaceae Rofundina* Mal., *Bialina* Mal., *Psugella* Mal., *Potellina* Mal., а также *Cinkgoaceae* и *Cycadaceae*.

Разрез зеленовато-серой подсвиты начинается песчано-глинистой толщей, перемежаемой песчаниками, алевролитами и глинами, среди которых в подчиненном значении наблюдаются конгломераты, глинистые сланцы, известняки, гравелиты и другие породы. Верхняя часть разреза зеленовато-серой подсвиты представлена угленосной пачкой, состоящей из очень пестрого комплекса пород, в котором известны глины, глинистые сланцы, песчаники, аргиллиты, алевролиты, редко конгломераты, гравелиты и угли, образующие в некоторых межгорных котловинах, главным образом центральной и восточной частей МНР, промышленно интересные скопления. Мощность зеленовато-серой подсвиты колеблется от 100 до 500—600 *м*.

По сравнению с темно-серой подсвитой, зеленовато-серая подсвита бедна органическими остатками.

Из моллюсков, кроме приведенных выше форм, общих с темно-серой подсвитой, для нее наиболее типичны довольно крупные гастроподы из семейства *Viviparidae*.

Остракоды в зеленовато-серой подсвите встречаются в очень небольшом количестве и представлены почти исключительно общими с темно-серой подсвитой или с верхнемеловыми видами *Cypridea polita* Gal., *Mongolianella khamariniensis* Gal., *Cyrena copulenta* Mandelst.

Остракоды, общие с формами остракод темно-серой подсвиты, встречаются в низах зеленовато-серой подсвиты, а общие с формами верхнего мела в ее верхах. Исключение составляет два вида остракод — *Lycopterocypris profunda* Mandelst. и *Cypridea cornea* Lubim., которые найдены только в данной подсвите.

Комплекс спор и пыльцы отличается от нижнедзунбаинского комплекса почти полным отсутствием крупных треугольных спор птеридофитов, кроме тех, которые являются общими для обоих комплексов, и преобладанием пыльцевых зерен.

В верхних, а частично и в более низких горизонтах зеленовато-серой подсвиты довольно широко развиты остатки наземных растений и кости позвоночных животных, главным образом хищных и травоядных динозавров.

Осадконакопление в дзунбаинское время происходило по-прежнему в крупных озерных водоемах. Частое чередование пород в вертикальном разрезе и невыдержанность их в плане свидетельствуют о непрерывных колебательных движениях, сопровождавших это осадконакопление, в ряде мест приводивших также к излиянию эффузий главным образом основного состава. В конце дзунбаинского века в некоторых озерных бассейнах, особенно в Восточной Монголии, возникли болота, пышная растительность которых явилась исходным материалом для образования здесь многочисленных месторождений бурого угля.

Верхнемеловые отложения Монголии на основании различий литологического состава пород и по фаунистическим остаткам расчленяются на две свиты (снизу вверх): сайншандинскую, соответствующую сеноману, и баинширэинскую, относящуюся к сеноман — турону. Отложения эти наиболее широко распространены в Южной и Юго-Восточной Монголии, в остальных районах они выделены условно.

Сайншандинская свита в свою очередь разделяется на нижне- и верхнесайншандинскую подсвиты.

Нижнесайншандинская подсвита на отложениях дзунбаинской свиты залегает с угловым и стратиграфическим несогласием. Она представлена пестрым комплексом пород, состоящим преимущественно из ярко окрашенных (красных, коричневых, зеленых, пятнистых) конгломератов, глин, песчаников, гравелитов. Максимальная мощность их достигает 500 *м*, но в среднем она не превышает нескольких десятков метров.

Верхнесайншандинская подсвита имеет мощность от 20 до 600 *м*. Она состоит из светло-окрашенных, главным образом грубозернистых рыхлых песчаников, конгломератов; подчиненную роль в составе свиты играют светлые глины и алевролиты. На границе этих двух подсвит в ряде мест наблюдаются покровы базальтов, андезито-базальтов, андезитов, перемежающихся с грубыми осадочными породами. Их мощность иногда достигает 80—150 *м*.

Баинширэинская свита залегает согласно на отложениях сайншандинской свиты и распространена во всех крупных депрессионных зонах Южной Монголии. Она состоит из пестрого комплекса пород, представленного коричневато-красными, красными и серыми глинами, различными по окраске и сложению песчаниками, гравелитами, песками, реже конгломератами, гипсами. Мощность этой свиты в районе ее классического развития (у горы Баин-Ширэ-Ула) достигает почти 600 *м*.

В составе фауны моллюсков, в отложениях сайншандинской свиты определены *Protounio lacustris* Mart., *P. pseudoanodonta* Mart., *P. cardiiformis* Mart., *P. mongolensis* Mart., *P. tuberculata* Mart., *P. turistschewi* Mart., *Sainschandia sculpturensis* Mart., *Physa efremovi* Mart., *Hydrobia nemegetensis* Mart., *Bithynia elongata* Mart.

Из остракод для сайншандинской свиты характерны *Cypridea terminalis* Mart., *Origoilyocypris aspera* Mart., *Timiriasevia costata* Gal. Для баинширэинской свиты *Cypridea profusa* Mart., *Sainschandia covernosa* Mart. В целом для верхнего мела типична *Sainschandia costata* Mart.

О верхнемеловом возрасте сайншандинской и баинширэинской свит указывает и найденная в них *Estheria ellyptica* Dunker var. *subquadrata* Jones.

Наконец, для уточнения возраста верхнемеловых отложений весьма ценные данные собраны Монгольской палеонтологической экспедицией АН СССР, в общем хорошо согласующиеся с указанными выводами о возрасте пород, определенным по перечисленной фауне беспозвоночных.

Накопление верхнемеловых отложений, как и нижнемеловых, происходило также в озерных условиях. В нижнесайншандинское время озера были достаточно крупными и характеризовались относительно спокойным режимом. Этому времени соответствует накопление в основном тонких

осадков, из которых образовались глины, мергели, аргиллиты. В верхнесайншандинское время вследствие поднятий озерные бассейны заметно мелеют, широко развивается речная сеть с присущим ей накоплением аллювиальных и дельтовых косослоистых осадков с обильным галечниковым материалом. В баинширэинский век озерные бассейны снова расширяются, меняется характер отложений, которые опять приобретают песчано-глинистый состав.

Третичная система. Третичные отложения довольно широко распространены на территории Монголии и, как и меловые, в своем развитии приурочены главным образом к межгорным понижениям. На востоке страны ими сложено почти все пространство, занимаемое Восточно-Монгольской равниной; в южной части они слагают значительные площади в зоне, переходной от Хэнтэйской горной страны к Гоби, а также принимают участие в строении последней. На западе Монголии третичные отложения распространены в долине оз. Бегер-Нур, в хр. Батыр-Хайрхан, в котловине оз. Убсу-Нур; несколько незначительных по размерам участков, сложенных породами этого возраста, находятся в Прихубсугулье и в бассейне Онона.

В третичных отложениях наблюдаются пески, галечники, пестроцветные и красные глины, рыхлые песчаники, конгломераты, песчанистые известняки, мергели и основные эффузивы. Мощность их колеблется довольно значительно: от нескольких десятков метров в северной части страны до тысячи метров на юге ее.

В фауне третичных отложений установлены лошади, козы, жирафы, носороги, олени, газели, гиены, грызуны, известны также находки фрагментов рыб, черепах и птиц, в совокупности позволившие выделить в третичной системе отложения палеоцена, эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена.

В распределении фаций третичных отложений наблюдаются примерно те же закономерности, какие мы отмечали для меловых отложений, а именно: в краевых частях депрессий они представлены грубыми разностями пород, а в центральных — осадками тонкозернистых фаций. Сходство вещественного состава обломочного материала третичных отложений с составом пород, слагающих ближайшие хребты, окаймлявшие третичные водоемы, указывает, что источник сноса находился вблизи озер. Дислоцированы третичные отложения весьма слабо. Они лежат практически горизонтально и только в местах примыкания к горным хребтам, около тектонических швов, выведены из горизонтального залегания с падением пластов до 45°.

Кайнозойские эффузивы. Кайнозойские эффузивные образования представлены преимущественно базальтами, изливавшимися в третичное и четвертичное время. Эти излияния связаны с новейшими тектоническими движениями, захватившими огромную территорию Азии, в том числе территории Монголии, Восточной Сибири и Китая.

В пределах Монголии кайнозойские базальты установлены в Хангайском нагорье, в Гобийском Алтае, в бассейне оз. Хубсугул, рек Селенга, Халхин-Гол и особенно на территории между поселками Дариганга и Югодзыр, где они образуют огромное вулканическое плато площадью более десяти тысяч квадратных километров. На остальном пространстве базальты слагают относительно небольшие поля, представляющие, по-видимому, уцелевшие остатки когда-то более значительных покровов. Западная граница распространения базальтов проходит примерно по меридиану г. Улясутай.

Базальты залегают почти горизонтально на очень слабо волнистой поверхности подстилающих пород. Суммарная мощность образуемых ими покровов колеблется от 5—6 до 100 *м* и лишь местами она достигает 200 *м*.

Мезо-кайнозой. Помимо фаунистически охарактеризованных отложений третичного и мелового возраста во многих районах Монголии выделяются палеонтологически немые толщи мезо-кайнозоя, включающие отложения верхнемелового и палеогенового возраста. Они представлены

песчаниками, глинистыми и углистыми сланцами, различными песками, конгломератами, зелеными, красными и пестрыми глинами, мергелистыми известняками и известковистыми мергелями и реже эффузивами и углями. Эти отложения выполняют главным образом депрессионные зоны, очень редко встречаются на водораздельных пространствах или высоко на склонах возвышенностей.

Четвертичная система. Отложения четвертичной системы на территории Монголии развиты повсеместно. Они прерывистым чехлом покрывают всю поверхность страны, достигая максимальной мощности в речных долинах и озерных котловинах и наименьшей на склонах возвышенностей и их водоразделах, которые иногда бывают лишены четвертичного покрова. Стратиграфия новейших образований специально не изучалась, поэтому она разработана чрезвычайно слабо. Среди комплекса четвертичных образований выделяются элювиальные, элювиально-делювиальные, аллювиально-пролювиальные, аллювиальные, озерно-аллювиальные, ледниковые, эоловые пески, лёссы, лёссовидные суглинки и супеси.

Элювиальные отложения занимают огромные равнинные пространства, где развиты породы мелового и третичного возраста, а также нерасчлененного мезо-кайнозоя. Они мало чем отличаются от материнских пород и представлены рыхлыми песками, глинами и галечниками. Мощность элювия не превышает 3—4 *м*.

Элювиально-делювиальные отложения также развиты значительно. Эти образования приурочены к вершинам возвышенностей и их склонам, а также к верховьям оврагов и долин. Литологический состав их находится в тесной зависимости от состава подстилающих пород. Мощность этих отложений обычно колеблется от 0,5 до 2 *м*, реже она достигает 5 *м* и лишь на небольших участках в основании склонов возвышенностей увеличивается до 10 *м*.

Аллювиально-пролювиальные отложения свойственны горному рельефу, где ими выполняются мелкие сухие долины и овраги, верховья небольших рек и ручьев. Они представлены грубыми суглинками, супесями и песками, в которых присутствует гравий и плохо окатанная галька, а в основании разреза, кроме того, встречается щебенка.

Пролювиальные отложения распространены преимущественно в южной части Монголии, лишенной постоянного речного стока. Они слагают здесь конусы выноса временных потоков, а также выполняют многочисленную овражно-балочную сеть. Отложения представлены грубым, совершенно неокатанным и неотсортированным материалом, щебень и дресва которого состоят из пород, слагающих ближайшие возвышенности. По предположению А. Т. Иванова [56], мощность пролювиальных отложений колеблется от десятка до сотен метров (в крупных горных массивах).

Аллювиальные отложения слагают речные террасы, дно долин, русла древних и современных рек. Литологически они представлены главным образом песками, содержащими большое количество гальки и гравия, супесями и реже суглинками и глинами, быстро сменяющимися как в вертикальном, так и в горизонтальном разрезах. Мощность их изменяется в широких пределах. В долинах Онона и Селенги она составляет более 50 *м*, в то время как в долинах Толы и Керулена она колеблется от 20 до 35—40 *м*.

Озерно-аллювиальными отложениями выполнены многочисленные озерные котловины, частично сухие, частично заполненные водой. Наибольшая мощность озерно-аллювиальных отложений наблюдается в Дархатской котловине и по берегам Хубсугула, где они слагают до двух-трех высоких террас. Отложения других крупных озер страны (Убсу-Нур, Хиргис-Нур, Ачит-Нур, Орог-Нур и многие другие) не изучены.

Озерно-аллювиальные отложения многочисленных мелких озер наряду с песками и галечниками часто содержат большое количество глин, илов и суглинков. Мощность их не более 15—20 *м*.

В некоторых озерах Восточной Монголии в озерных отложениях установлены залежи глауберовой соли и природной соды или смешанные залежи этих солей. Максимальная мощность химических осадков 5—7 *м* наблюдалась в котловине оз. Шара-Бур-Нур.

Ледниковые и эоловые отложения, а также лёсс, лёссовидные суглинки и супеси крайне ограниченно распространены на территории МНР.

ИНТРУЗИВНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные горные породы в МНР распространены широко, занимая более 20% ее территории. По возрасту среди них выделяются докембрийские, каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские интрузии.

Докембрийские интрузии распространены главным образом в северной части страны — в области каледонской складчатой зоны. Они представлены преимущественно гранито-гнейсами, нормальными гранитами и аплитовидными их разностями. Менее широко распространены гранодиориты и диориты. Среди гранито-гнейсов встречаются лейкократовые, биотитовые и амфиболитовые, образовавшиеся, по-видимому, в результате метаморфизма основных интрузий; граниты обычно биотитовые и биотит-роговообманковые, значительно реже мусковитовые и двуслюдяные. Гранодиориты и диориты образуют все переходы от биотит-роговообманковых к пироксен-роговообманковым. В строении различных интрузивных тел перечисленные разновидности принимают различное участие. Общими особенностями докембрийских интрузивных пород являются серый цвет, относительная редкость порфировидных структур, широко проявленные процессы катаклаза и протобластеза, выражающиеся в почти повсеместном развитии параллельных гнейсовидных текстур. По петрографическому составу эти интрузии, как правило, соответствуют нормальному известково-щелочному ряду пород. Отклонения в сторону образования субщелочных разновидностей весьма редки, а щелочные представители неизвестны.

Контакты докембрийских интрузий с вмещающими их древними метаморфическими толщами обычно плохо выражены и имеют характер широких переходных инъекционных зон. Контактовый метаморфизм носит глубинный характер, проявляющийся в образовании различного типа инъекционных гнейсов (биотитовых, двуслюдяных, биотито-амфиболовых, гранатовых), амфиболитов и амфиболитовых сланцев, кристаллических известняков, пироксеновых и амфиболовых скарнов, иногда с серпентином.

Салаирские интрузии наблюдаются главным образом в северо-западном Хангае и представлены тремя основными группами пород: гранитами, гранодиоритами и диоритами. Наиболее развиты граниты, а последние две группы пород, слагающие, как правило, периферические части массивов, количественно резко подчинены им.

По сравнению с массивами докембрийских интрузий массивы салаирских гранитоидов менее значительны, а слагающие их породы характеризуются обычно массивной текстурой и зернистой структурой. Плоско-параллельные текстуры проявляются не часто, а разновидности с порфировидной структурой крайне редки.

Контактовый метаморфизм носит нормальный или инъекционный характер и проявляется менее интенсивно, чем в связи с докембрийскими интрузиями. Глинистые и песчанистые сланцы на контакте с интрузиями гранитов превратились в кристаллические сланцы и гнейсы, известняки — в мраморы, причем сами граниты в этом случае переходят в сиениты, а гранодиориты — в сиенитодиориты, местами в контактной зоне развиваются мигматиты.

Каледонские интрузии в сравнении с салаирскими распространены более значительно. Они наблюдаются в Западном и Восточном Прихубсугулье, севернее хр. Хан-Хухэй, в Монгольском Алтае, Хангае, Хэнтэе, Гобийском Тянь-Шане, на ряде участков в Восточной Монголии.

В этих интрузиях установлена довольно разнообразная гамма пород — сиениты, щелочные, субщелочные и микроклиновые граниты, плагиоклазо-калишпатовые и калишпато-плагиоклазовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, габбро-диориты и габбро.

Из перечисленных пород наиболее распространены нормальные, субщелочные и щелочные граниты и гранодиориты, слагающие внутренние части интрузивных тел. Остальные разности пород имеют подчиненное развитие и обычно плоскогнейсовидную текстуру, а также приурочены главным образом к краевым частям интрузий.

Контакты гранитов с вмещающими породами иногда носят инъекционный характер. В контактовой зоне широко развиты мигматиты, слюдяные гнейсы, ороговикованные сланцы, мраморы и амфиболиты.

При изучении пространственного расположения интрузий установлена их тесная связь со складчатыми структурами. Например, каледонские интрузии северной части МНР, как правило, имеют овальную форму с длинными осями, ориентированными согласно с направлением складчатых структур. Обычно выходы их приурочены к сводам антиклиналей.

Аналогичное положение каледонские интрузивные тела занимают и в области герцинской складчатости. Особенно ярко связь этих массивов с антиклинальными структурами нижнего и среднего палеозоя проявляется в Хэнтэе (хр. Эрэн-Даба и правобережье Онона), где небольшие тела каледонских интрузий образуют две почти параллельные цепочки, приуроченные к шарнирным частям антиклиналей. Однако наряду с такими телами в некоторых районах (нагорье Шишхид-Гола) имеются массивы ультраосновных и кислых интрузий, залегающих несогласно по отношению к складчатым структурам.

С салаирско-каледонским магматическим циклом связаны внедрения ультраосновных пород, широко распространенных главным образом в Прихубсугулье, в нагорье Шишхид-Гола, в западном Хангае и в Монгольском Алтае. Эти породы представлены дунитами, перидотитами и серпентинитами. Наиболее крупные тела интрузий пространственно приурочены к антиклинальным структурам, но чаще они образуют небольшие штокообразные массивы, лишенные сколько-нибудь значительных контактовых ореолов и составляющие несколько линейно вытянутых поясов, сформировавшихся в зонах глубинных разломов.

Герцинские интрузии в МНР распространены наиболее широко. Иногда они образуют поля площадью в несколько десятков тысяч квадратных километров. Представлены они порфировидными биотитовыми и биотит-рогово-обманковыми гранитами, составляющими обычно срединные их части; в краевых частях интрузий наблюдаются гранодиориты, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, граносиениты, сиенит-диориты, диориты и габбро, являющиеся продуктами дифференциации крупных гранитных интрузий, а также возникшие частично в результате ассимиляции вмещающих пород.

Для начальных стадий герцинского магматического цикла, так же как и для каледонского, в ряде районов (Монгольский Алтай, Хэнтэй, Тотошань, Нукут-Дабан) было характерно внедрение ультраосновных пород. Они представлены дунитами, перидотитами и пироксенитами, образующими мелкие массивы, пространственно тяготеющие к зонам глубинных разломов, обрамляющих отдельные крупные структуры Монголии.

Основную массу герцинских интрузий составляют древние их представители, внедрившиеся в различные тектонические фазы среднего палеозоя. Юногерцинские интрузии распространены ограниченно и наблюдаются преимущественно в Монгольском и Гобийском Алтае, реже в Гобийском Тянь-Шане, где образуют иногда крупные тела, в то время как на остальной территории в основном они слагают небольшие и средних размеров массивы.

Обе возрастные группы интрузий характеризуются довольно постоянным минералогическим составом.

Малые интрузии и интрузии, которым свойственны крутые контакты, образуют узкую зону контактово-измененных пород, измеряемую обычно сотнями метров. Интрузии с пологими контактами создают зону контактово-измененных пород, определяемую километрами.

Песчаники на контакте с гранитами переходят в кварциты, а глинистые сланцы — в различные кристаллические сланцы; известняки, как правило, превращаются в мраморы. В некоторых местах в контактовой зоне образуются инъекционные гнейсы и мигматиты.

Так же, как и каледонские, герцинские интрузии тесно связаны со складчатыми структурами палеозоя. Особенно хорошо эта связь видна в Монгольском Алтае, где наблюдается закономерное чередование антиклинальных поднятий, с выступающими в их ядрах массивами гранитов, с синклинальными понижениями.

Как докембрийские, так и палеозойские интрузии сформировались на больших глубинах при высоких давлениях и температуре.

В киммерийских интрузиях выделяются раннекиммерийские, внедрившиеся в конце средней — начале верхней юры, и позднекиммерийские интрузии, сформировавшиеся в период между верхней юрой и нижним мелом. Раннекиммерийские интрузии распространены главным образом севернее Керулена. В состав этих интрузий входят интрузии района Модото, бассейна р. Цзун-Тарца-Гол, р. Ималка, горного массива Хуху-Ула и некоторых других. Позднекиммерийским принадлежат относительно хорошо изученные гранитные интрузии района Чойбалсана, горных массивов Тумен-Цогто, Шара-Хада, Барун-Цогто, района пос. Югодзыр и др.

Размеры киммерийских интрузий небольшие. Лишь в Северной Монголии они достигают нескольких десятков, реже сотен квадратных километров; в большинстве же мест они не превышают 10 *км*^{2} и чаще образуют массивы площадью в 1—2 *км*^{2}. Внедрение их происходило в эпоху отсутствия типичных геосинклинальных условий при широком развитии складчато-глыбовых движений, наложивших определенный отпечаток и на характер внедрения интрузивных тел.

Киммерийские интрузии по связи с тектоническими структурами довольно четко делятся на две группы. Первую группу составляют раннекиммерийские интрузии, достаточно тесно связанные со складчатыми структурами палеозоя (интрузии Чулун-Хуриэтэ, Баян-Дунг сомона и др.). Ко второй группе относятся позднекиммерийские интрузии, пространственно приуроченные к зонам крупных региональных разломов.

Раннекиммерийские интрузии отличаются довольно разнообразным петрографическим составом. Наряду с нормальными, кальциево-щелочными, лейкократовыми и аляскитовыми гранитами среди них, правда редко, встречаются гранодиориты, кварцевые диориты и гранит-порфиры, тяготеющие обычно к их периферическим частям. Породы имеют розовато-желтый цвет и крупнозернистое сложение; редко встречаются средне- и мелкозернистые граниты.

В зависимости от размеров массивов, характера боковой поверхности, а также, по-видимому, в зависимости от обилия летучих компонентов при застывании массивов зона контактово-измененных пород колеблется от 1 до 4 *км*.

Контактово-метаморфические изменения заключаются в переходе филлитовидных сланцев палеозоя в роговики и слюдяные сланцы, местами обогащенные турмалином; иногда в контактовой зоне образуются мигматиты. Кристаллические известняки на контакте с гранитами превращаются в эпидот-амфиболовые и кварцево-эпидотовые породы и гранатово-пироксеновые скарны.

Позднекиммерийские интрузии гранитов в отличие от раннекиммерийских характеризуются равномернозернистым порфировидным сложением, переходящим в центральной части некоторых массивов (Тумен-Цогто)

в гигантопорфировые разности. Они имеют лейкократовый облик; порфировидные выделения в них принадлежат калиевому полевому шпату, представленному обычно микроклин-микропертитом, и кварцу. Эти граниты в своих типичных представителях столь характерны, что спутать их с другими гранитами, в том числе и с раннекиммерийскими, практически невозможно.

Альпийские (нижнемеловые) интрузивные образования установлены в МНР относительно недавно и поэтому мало изучены. В составе их известны тонкие апофизы гранит-порфировых жил, просекающих рудные тела, генетически связанные с позднекиммерийскими интрузиями гранитов на Югодзырском вольфрамово-молибденовом месторождении, а также штоки и дайки их, прорывающие рудные тела, на вольфрамовом месторождении Барун-Цогто. В. А. Бобров к верхнеюрскому — нижнемеловому возрасту относит небольшие интрузии граносиенитов и граносиенит-порфиров, наблюдавшиеся в районе г. Хайдельгер-Хан, южнее г. Улан-Чулун, западнее и южнее Галшарыин сомона, юго-восточнее Дархан сомона и в некоторых других районах Восточной Монголии, и считает их самыми молодыми интрузивными образованиями этого региона.

ТЕКТОНИКА

На территории Монголии выделяются две складчатые области — каледонская и герцинская.

Каледонская складчатая область занимает главным образом территорию Северной и частично Западной Монголии, включающую Прихубсугулье, западный Хангай и Котловину Больших озер. За пределами Монголии она продолжается на территории Тувы и Южного Прибайкалья и является таким образом частью каледонской складчатой области, обрамляющей с юга Сибирскую платформу.

Область герцинской складчатости занимает остальную, большую часть территории Монголии и включает системы хребтов Монгольского и Гобийского Алтая, восточную часть Хангая, Хэнтэй, Гобийский Тянь-Шань и Восточную Монголию.

В этих двух складчатых областях, но особенно в пределах герцинской, широко развиты наложенные структуры мезо-кайнозойских впадин. Комплекс мезо-кайнозойских отложений, выполняющих указанные впадины, довольно резко отличается по составу пород и по характеру связанных с ними тектонических структур от докембрия и палеозоя, носит черты как геосинклинальных, так и платформенных образований, отражая переходный от геосинклиналей к платформам режим осадконакопления и тектонических движений.

Мезо-кайнозойские образования выполняют многочисленные, иногда более или менее изолированные мелкие, а иногда очень крупные впадины, составляющие в целом единый тектонический пояс, на западе выклинивающийся, а на востоке сливающийся с областью мезозойской складчатости Восточного Забайкалья, в пределах которой развиты уже типичные мезозойские морские отложения. Эта зона мезо-кайнозойских структур особенно четко выделяется в пределах герцинской складчатой области на юге и востоке МНР, где мезо-кайнозойские отложения имеют наибольшее развитие и максимальную мощность.

Тектонические движения в мезо-кайнозойскую эпоху происходили на территории МНР в слабо податливом жестком палеозойском фундаменте, законсолидированном крупными интрузиями, при относительно маломощном покрове мезо-кайнозойских отложений.

В соответствии с этим, как справедливо отметил Р. А. Хасин, в палеозойском и послепалеозойском комплексах возникли резко различные структуры. Жесткий палеозойский фундамент подвергся в основном дизъюнктивно-глыбовой тектонике, в результате которой в нем появился целый ряд больших и малых складчато-глыбовых элементов и закономерно связанных с ними

продольных, поперечных и диагональных дизъюнктивов (рис. 7). В комплексе мезо-кайнозойских образований возникла сравнительно пологая складчатость покровного типа, функционально связанная с дизъюнктивно-глыбовыми движениями в подстилающем палеозойском основании.

Как указывает В. М. Синицын [181], чем крупнее размеры разлома, тем продолжительнее период его развития и важнее его региональное значение. Менее значительные разломы формируют главнейшие структурные единицы внутри структурно-фациальных зон, а еще более мелкие оказывают влияние лишь на развитие частных структурных форм, подчиненных предыдущим, и т. д.



Рис. 7. Схематическая карта расположения разрывных нарушений на территории Монголии (сост. Н. А. Маринов).

Разрывные нарушения: *1* — установленные; *2* — предполагаемые; *3* — образовавшиеся в результате землетрясения 1905 г. (I) и 1957 г. (II).

Геологические наблюдения показали, что большинство крупных разломов Монголии являются древними, заложенными в нижнем или среднем палеозое, а некоторые из них, возможно, и в докембрии. Их развитие очень длительное, прошло через ряд геологических эпох, причем в одни эпохи и на отдельных участках они достаточно активно проявлялись, в другие — замирали, не подавая каких-либо признаков своего существования. Подавляющее большинство разломов имеет согласное со складчатостью простирание и, таким образом, свидетельствуют о некоторой унаследованности в развитии дизъюнктивно-глыбовых структур Монголии.

Несомненно, наиболее значителен сейсмически активный Хангайский разлом, неоднократно описанный в литературе различными исследователями.

Протяженность разлома около 1100 *км*. Это пока что самый большой глубинный разлом в МНР. Он почти широтного простирания и лишь в центральной своей части несколько выпуклый к югу. На западе он имеет торцовое сопряжение с мощным меридиональным разломом, проходящим по восточному склону Монгольского Алтая. На востоке он продолжается, по-видимому, по долине р. Хилок, которая в этой части имеет, очевидно, тектоническое происхождение. К данному разлому приурочены многочисленные выходы малых интрузий гранитов, габбро-диоритов и сопровождающих их дайковых тел и жильных образований. Мы предполагаем, что заложение этой мощной по протяженности и, по-видимому, очень большой по глубине зоны разлома произошло еще в докембрии или в самом раннем палеозое.

В Восточном Прихубсугулье один из наиболее крупных разломов наблюдается на юге области, где с востока на запад он проходит сначала по левому борту долины р. Эгин-Гол, далее по слабо выраженной в рельефе узкой продольной депрессии, пересекающей реки Цаган-Чулуту-Гол, Бургэлту-Гол и Улянту-Гол и затем по правому борту долины р. Ялгас-Гол. По мнению А. Х. Иванова, разлом представляет скорее всего круто падающий к северу взброс, заложенный в мезозойскую эпоху и обновленный движениями в послетретичное время. Второй крупный разлом проходит здесь по долине р. Аргын-Гол. Он представляет собой скорее всего круто падающий к северу взброс, развивавшийся с древнего палеозоя до современной эпохи включительно. Крупный и хорошо выраженный в рельефе разлом проходит по западному берегу оз. Хубсугул. Разлом представляет собой круто падающий на запад надвиг, причем не исключается, что таких разломов — надвигов вдоль западного берега Хубсугула проходит несколько.

В горах к западу от Хубсугула известны два крупных и целая серия сопряженных с ними мелких чешуйчатых надвигов, падающих в западном направлении. Надвиги этого района образовались в мезозойское время, хотя некоторые их них были заложены, по-видимому, еще и раньше, в салаирскую или каледонскую складчатости. Крупное тектоническое нарушение намечается по восточному борту Дархатской котловины, но характер его совершенно не изучен.

В восточной части каледонской складчатой области проходит Большой Желтуринский сброс северо-восточного направления, контролируемый мощным развитием вдоль него эффузивов. Сброс играет довольно важную роль в тектонике Забайкалья. М. В. Бесова, в частности, предполагает, что возможным северо-восточным продолжением его является тектоническая линия, вдоль которой локализуется узкая лента нормально-осадочных пород гусинозерской свиты. Возможно, что этот сброс, протягиваясь далее в северо-восточном направлении, ограничивает распространение кембрия Джиды с востока. Сброс прослеживается также в юго-западном направлении по р. Тарбагатай до оз. Айрхан-Нур и, по-видимому, дальше. Время его образования предположительно — верхний палеозой.

Серия разломов северо-западного простирания наблюдается в горах северной части Монгольского Алтая. Наиболее значительны здесь разломы Талнурский и Толбонур-Дэлюнский с отчетливо выраженными признаками послетретичных движений. Эти разломы, по мнению А. Х. Иванова, были заложены в глубокой древности — в среднем или нижнем палеозое. Падая в сторону антиклинориев, они отделяли их от синклинориев и играли важную роль во время развития палеозойских структур как при орогенезисе, так и эпирогенезе.

Эти два глубинных разлома — весьма важные структурные линии не только для данного района, но и для всей Западной Монголии. Они разделяют платформенного характера область Котловины Больших озер от геосинклинальной области Монгольского Алтая и последнюю от Прикобдоского геосинклинального поднятия.

На юге Монгольского Алтая наблюдается несколько протяженных разломов и поясов разломов северо-западного простирания.

Очень крупный пояс разломов прослеживается по границе гор Хубчиин-Нуру и Эрдэни-Чолутуин, по южному склону Адж-Богдо и по южным предгорьям Шиветин-Улан-Ула и Хара-Хайрхан. Ширина пояса 8—10 *км*, содержит он несколько крупных и значительное количество мелких разломов и, по-видимому, на протяжении всей палеозойской эры служил границей Джунгарского массива с Барун-Хурайской геосинклинальной зоной. Его продолжение в Гобийском Тянь-Шане вызывает резкие изменения простирания структурных и орографических элементов, временно приобретающих алтайское направление.

Второй крупный пояс разломов проходит здесь в хр. Эдэрэнгиин-Нуру, где насчитывается до десятка крупных разломов, дробящих его на узкие прямолинейные клинья северо-западного простирания.

Третья группа разломов северо-западного направления связана с хребтами Сомон-Хайрхан и Бургастыин-Нуру, четвертая с поднятием южной гряды гор хр. Алтаин-Нуру.

Разломы северо-западного простирания в системе Монгольского и Гобийского Алтая наблюдаются и далее на восток, вплоть до Далан-Цзадагада, после которого они уже начинают приобретать направление, характерное для структур Восточной Монголии. Наиболее крупный здесь сейсмически активный глубинный Долиноозерский разлом, прослеженный вдоль северного подножья хр. Гурван-Богдо более чем на 300 *км*.

В Заалтайской части Гобийского Тянь-Шаня наиболее крупным является широтный разлом, проходящий в основании северного склона главной гряды, выраженный в рельефе прямолинейным крутым уступом. Второй прямолинейный широтный разлом проходит здесь в основании уступа гор Торойн-Хундэлэн-Нуру и третий прослеживается в основании южного склона гор Цзара-Хайрхан и Ихэ-Хабцагай. Ряд тектонических нарушений широтного простирания наблюдается в горах Цаган-Богдо.

Значительное количество разломов преимущественно широтного простирания установлено в Гобийском Тянь-Шане. Многочисленные дизъюнктивные нарушения, в основном северо-западного простирания определены также в Хангайском нагорье.

Широко распространены разломы и в Восточной Монголии. Наиболее крупная зона разломов находится здесь в центральной части Хэнтэя. Она состоит из серии параллельных разломов северо-восточного простирания на северо-востоке и северо-западного на юго-западе. В этой зоне находится несколько согласных с разломами впадин, выполненных мезо-кайнозойскими отложениями. К востоку от Хэнтэйской зоны разломов располагается Керулено-Ононское депрессионное понижение, образованное по бортам двумя параллельными зонами разломов. Восточнее проходит крупный Улдзинский сброс.

В центральной части Восточной Монголии прослеживается серия параллельных разломов, ограничивающих с севера и юга многочисленные, иногда довольно протяженные впадины. Наиболее значителен здесь разлом, проходящий по правому берегу Керулена. Крупный разлом протяженностью около 400—500 *км* намечается в Восточной Гоби. На юго-западе он начинается в районе Улугей-Хида, далее на северо-восток проходит через Дзун-Баинскую и Хамарин-Хуральскую структуры, затем на северо-востоке гасится верхнемеловыми отложениями и полем кайнозойских платобазальтов, но, возможно, проходит по южному склону поднятия, ограничивающему это поле с севера.

На крайнем востоке крупное дизъюнктивное нарушение — разлом проходит вдоль северо-западного склона хр. Нукут-Дабан и прослеживается почти на 400 *км*. Юго-западным продолжением его является, по-видимому, зона разломов, контролируемых большой серией потухших вулканов, а еще далее выступом палеозойских пород, расположенным на небольшой площади около государственной границы МНР с КНР. Еще далее на юго-запад продолжение разлома намечается по северному борту хр. Тотошань. Таким образом, протяженность этого разлома около 1000 *км*. После Хангайского это второй крупный глубинный разлом на территории МНР. Он имеет важное не только структурное, но, по-видимому, и контролирующее значение для расположенных вблизи него редкометальных рудопроявлений.

Описанные выше тектонические нарушения возникли в результате дизъюнктивно-глыбового тектогенеза. Он проявлялся во все складчатые эпохи, но наиболее значительно в мезо-кайнозое, к началу которого

территория МНР превратилась в жесткую, консолидированную складчатостями и интрузиями страну. Естественно, что в современной тектонической структуре ее наиболее отчетливо наблюдаются следы самого последнего, четвертичного, дизъюнктивно-глыбового тектогенеза. С этим тектогенезом связаны общее, сводового характера, поднятие страны и образование новых и окончание формирования ранее возникших горстов и грабенов, сопровождавшееся разрывами сплошности пород. Особенно энергичными эти поднятия, как мы уже отмечали, были в западной части МНР, где в настоящее время наблюдаются самые большие высоты местности и, по-видимому, очень глубокие расколы земной коры, с которыми связано формирование здесь многочисленных родников, в том числе и горячих минеральных

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

ГЛАВА IV

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ, КОМПЛЕКСОВ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Горноскладчатые геосинклинальные области характеризуются чрезвычайно сложным геологическим строением. В их геологических образованиях наблюдаются древнейшие по возрасту метаморфические свиты докембрия, представленные различными по составу кристаллическими сланцами, реже мраморизованными известняками, метаэффузивами, в составе осадочных отложений палеозоя наблюдаются высоко метаморфизованные песчанико-сланцевые толщи, часто настолько похожие одна на другую, что расчленить их на более мелкие стратиграфические подразделения этой эпохи можно лишь на основании находок фаунистических остатков и реже по каким-либо другим признакам, имеющим региональное значение.

Широко распространены в геосинклинальных областях различные по составу эффузивные породы, среди которых наблюдаются породы кислого, основного и среднего состава, сопровождающиеся туфогенными образованиями. Характерно, что эти породы встречаются среди различных по возрасту отложений от кембрия до современной эпохи включительно. Так, например, в пределах описываемой территории эффузивные породы широко распространены в кембрии, меньше — в ордовике и силуре. Затем более широкое развитие они получают во все остальные периоды геологической истории страны, достигая максимального распространения, по-видимому, в юрский период, эффузивные поля которого занимают многие тысячи квадратных километров, особенно в восточной части страны.

Для геосинклинальных областей характерно также широкое распространение интрузивных пород преимущественно гранитоидных, внедрившихся в различные по возрасту и составу осадочные толщи.

В пределах МНР установлены архейские и протерозойские гранитоиды, интрузии гранитоидов нижнего, среднего и верхнего палеозоя и мезозоя. Интрузивные породы занимают огромные площади, особенно в западной части МНР. Однако они достаточно широко распространены и в восточной части страны, где их отдельные массивы занимают площади в несколько тысяч квадратных километров.

Многочисленные межгорные котловины МНР выполнены мезо-кайнозойскими континентальными отложениями, составляющими верхний структурный ярус геологического разреза, достигающий в некоторых котловинах очень большой мощности.

По условиям накопления, движения и распределения подземных вод, а также формирования их химического состава и минерализации литологически и петрографически сходные, хотя и разновозрастные, породы описывае-

мой территории имеют много общего. Так, например, в различных по возрасту гранитах формируется только им свойственный тип подземных вод. Накопление и движение последних совершается в них по трещинам; резкого отличия в степени обводненности разновозрастных гранитов Монголии не наблюдается. Аналогичные особенности накопления, распределения и формирования химического состава подземных вод установлены также в различных по возрасту эффузивных и карбонатных породах, осадочно-метаморфических песчанико-сланцевых отложениях допалеозоя и палеозоя.

В связи с изложенным мы предложили [119] комплекс литологически (петрографически) и генетически однородных, хотя и разновозрастных, водоносных горных пород, характеризующихся только им свойственными условиями накопления, движения и распределения подземных вод, а также формирования их химического состава, определять как гидрогеологическую формацию.

Понятие гидрогеологической формации более широкое, чем распространенное в настоящее время в гидрогеологии понятие водоносного комплекса. В отличие от водоносного комплекса, объединяющего, как правило, систему, отдел или какое-либо другое, более мелкое стратиграфическое подразделение, в гидрогеологическую формацию может быть включено несколько водоносных комплексов пород различных систем[1].

Пользуясь этим определением, на территории МНР в соответствии с ее геологическим строением, можно выделить гидрогеологические формации: 1) гранитоидных пород; 2) метаморфических пород докембрия; 3) карбонатных пород докембрия и палеозоя; 4) осадочно-метаморфических песчанико-сланцевых пород палеозоя; 5) эффузивных пород палеозоя и мезозоя; 6) континентальных отложений мезо-кайнозоя с меловым и третичным водоносными комплексами.

Кроме перечисленных гидрогеологических формаций, выделены также водоносные комплексы юрских, меловых, третичных и четвертичных отложений, а также кайнозойских эффузивов. Последние по структуре и составу, а также по особенностям формирования химического состава подземных вод несколько отличаются от гидрогеологической формации палеозойских и мезозойских эффузивов, поэтому мы вынуждены дать им самостоятельную характеристику[2].

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД

Подземные воды гранитоидов широко распространены, особенно в северной части МНР. Значительно слабее они развиты на юге страны, где породы этой гидрогеологической формации выступают на поверхность на относительно небольших участках, главным образом в пределах горстовых поднятий.

Водовмещающие породы формации представлены преимущественно гра-

---

[1] Впервые некоторые гидрогеологические формации были выделены на гидрогеологической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000, составленной под руководством И. К. Зайцева сотрудниками институтов ВСЕГЕИ и ВСЕГИНГЕО (изд. 1960 г.). Однако термин гидрогеологическая формация и его определение впервые предложены Н. А. Мариновым (*прим. ред. — Н. Т.*).

[2] Описание подземных вод Монголии можно начать с гидрогеологической формации гранитоидных пород. Она объединяет по гидрогеологическим особенностям граниты, диориты, сиениты и другие интрузивные породы различного возраста. Если к ним подключить основные и ультраосновные интрузивные породы, ограниченно распространенные в Монголии, то формацию следовало бы назвать более обобщенным термином — гидрогеологическая формация интрузивных пород. Поскольку интрузивные породы обычно лежат в основании всех других образований Монголии, а также подземные воды зоны выветривания и трещинные жильные воды интрузивных пород нередко сливаются и гидравлически объединяются с водами вышележащих отложений, то вполне естественно, что вначале надо дать описание гидрогеологической формации интрузивных пород как основания всех остальных формаций, а затем и всех других гидрогеологических формаций и водоносных горизонтов и комплексов (*прим. ред. —Н. Т.*).

нитами, гранодиоритами, диоритами, сиенитами, граносиенитами и некоторыми другими интрузивными образованиями подчиненного значения.

Подземная вода в породах встречается или в верхней разрушенной и выветрелой их части, неглубоко от поверхности земли, или в трещинах, проникающих на ту или иную глубину в интрузивные массивы. В зависимости от этого меняется и способ ее добычи. Шахтными колодцами вода добывается главным образом из выветрелой зоны гранитов, местами превращенной в дресву. Буровые колодцы забирают воду из более глубоких горизонтов гранитных массивов. В настоящее время на территории МНР построено более 20 буровых колодцев, каптирующих воду гранитов. Характерно, что лишь скв. 272 прошла в гранитах более 100 *м*, глубина всех остальных скважин значительно меньше. Средняя глубина скважин 54,2 *м*, минимальную глубину — 17,8 *м* имеет скв. 149, заложенная в районе пос. Чойрен. Столь резкая разница в глубине буровых колодцев объясняется главным образом неравномерной трещиноватостью гранитов, даже в пределах одного и того же массива.

Установлено, что трещиноватость гранитов наряду с другими факторами зависит от рельефа местности. На водораздельных участках трещины простираются на глубину 10—15 *м*. Несколько скважин, пройденных на таких участках, оказались маловодными или совсем безводными. По направлению от водоразделов к склонам количество и размер трещин, а также глубина их проникновения увеличиваются. Водоносные трещины встречаются здесь на глубине 50—60 *м*; дебит скважин удовлетворительный. Самой большой глубины (80—100 *м*) трещиноватая зона в гранитах достигает в долинах, где скважины почти всегда наиболее водообильны.

В вертикальном разрезе трещиноватость в гранитах также неравномерная. Наряду со слабо трещиноватыми или монолитными участками наблюдаются участки повышенной трещиноватости, причем некоторые скважины вскрывают по нескольку участков повышенной трещиноватости. Так, например, в скв. 9 установлены три участка повышенной трещиноватости, находящиеся в интервалах глубин: 27,5—30,55; 31,3—41,7 и 44,1—46,6 *м*. В скв. 152, пройденной в г. Сухэ-Батор, интенсивная трещиноватость гранитов наблюдалась лишь на глубине 13,3—28,8 *м*, с глубины 43,3 *м* граниты оказались совсем без трещин. В скв. 154, находящейся в Хара-Айрак сомоне, трещины в гранитах отмечались только до глубины 27 *м*, а ниже граниты были монолитны.

Глубина залегания подземных вод в гранитах самая различная, что объясняется положением скважин в рельефе и неравномерной трещиноватостью гранитов. Одни скважины встретили воду на глубине до 10 *м*, другие — на глубине 18,7 (скв. 60); 31,3 (скв. 37); 49,15 (скв. 146); 55 (скв. 271) и даже 73 *м* (скв. 272). Большинством скважин в гранитах встречена напорная вода, но напор обычно незначительный. Так, в скв. 18, заложенной в районе оз. Цаган-Нур, напор воды 11,9 *м*, в скважинах, пройденных в Чойбалсане, он колеблется от 14,7 до 18,92 *м*. Наибольший напор — 57 *м* получен в скважине, заложенной в 70 *км* юго-восточнее Баин-Бурды, что объясняется залеганием здесь гранитов под третичными глинами.

Водоносность гранитов весьма неравномерна и в целом небольшая. Например, дебит упоминавшейся выше скв. 18 всего лишь 0,027 *л/сек* при снижении уровня на 46,5 *м*. Это наименьший дебит, наблюдавшийся в скважинах, пройденных в гранитах. Наибольший дебит — 3,61 *л/сек* дала скв. 60, находящаяся в Чойбалсане. Хорошую производительность — 2,36 *л/сек* показала также скв. 154, пройденная для водоснабжения Хара-Айрак сомона. Дебит остальных скважин значительно меньше.

Дебит родников, питающихся водами гранитов, также весьма неоднороден (табл. 1). Наиболее мощные родники находятся в Северной Монголии — в Западном и Восточном Прихубсугулье, в Хангае, в высокогорной части Хэнтэя.

Таблица 1

Родники, питающиеся водами гранитоидов

№ родника	Название и местонахождение родника	Дебит, *л/сек*
2	Пойма правого берега р. Хара-Гол	1,0
14	Подножие правого борта долины р. Ихэ-Далбай-Гол	3,0
20	Правый склон долины р. Хуху-Гол	5,0
24	Левый борт долины р. Дархинту-Гол	3,0—4,0
29	Верховье правого притока р. Аргын-Гол, в 8 *км* к северо-востоку от Чиндамани сомона	12,0—15,0
30	Левый борт долины р. Наринурмугтэй-Гол	2,0—3,0
31	То же	2,0—3,0
32	То же	1,0
33	То же	2,5
37	Долина р. Цзун-Баян-Гол, левый приток р. Эгин-Гол	10,0—15,0
35	Правый борт долины р. Ялгас-Гол	1,8
43	Долина верхнего течения р. Хайрагин-Гол	3,0
192	В 10 *км* к юго-юго-востоку от родника Лонхоту-Булак	0,8
197	Табун-Обоный-Булак	0,55
202	В 5 *км* северо-западнее г. Баян-Цзурихэ	0,4
205	В 3 *км* юго-западнее г. Цаган-Чулуту	2,0
206	В 6 *км* южнее г. Дэльгэр-Хан-Ула	0,66
211	В 0,6 *км* северо-восточнее оз. Нумургин-Нур	0,08—0,14
307	Барун-Суджин-Булак, в 35 *км* на юго-запад от Субсул-Бурдын хоршо	1,0
354	Яматыйн-Булак, в 10 *км* северо-северо-восточнее г. Дэльгэр-Мунху	1,0
372	В 8—10 *км* на запад-северо-запад от ст. Хабирга	0,2
490	Уртын-Булак	5,4
539	Барун-Тунгуин-Булак	0,4
761	Северо-западный склон г. Богдо-Ула, севернее пос. Наадом	0,1—0,2
763	Консульская падь, южнее Улан-Батора	0,5—1,0
774	Правый склон долины р. Тэрэльчжа, в устьевой части	0,2—0,3
776	То же, устье пади с постройками Баян-Булагыйн хурэ	1,0
789	Северо-западный склон г. Богдо-Ула, в верховьях пади Нухэт	1,0
791	Южный склон г. Богдо-Ула	0,5
796	То же	0,5
1111	Харшатын-Булак, в 139 *км* от Улан-Батора, по дороге на Ундэр-Хан	1,0
1112	В 1 *км* ниже по пади от родника № 1111, у основания склона сопки	0,27
1115	В 3 *км* на юго-восток от родника Усутуни-Булак	0,01
1116	В 3 *км* ниже по пади от родника Усутуни-Булак	3,8
1117	Усутуни-Булак, в 148 *км* от Улан-Батора, по дороге на Ундэр-Хан	5,4
1118	В 151 *км* от Улан-Батора, по дороге на Ундэр-Хан	0,2
1129	В 3 *км* на юго-восток от перевала Хамар-Даба	0,3
1130	В 2—2,5 *км* на юго-восток от перевала Хамар-Даба, левый борт пади, у основания коренного склона	0,2
1131	В 9—10 *км* на юго-восток от перевала Хамар-Даба	0,2
1434	В 32 *км* на юго-запад от Мунху-Ханый сомона	4,4
1701	Думда-Булак, в 27 *км* юго-западнее построек Топулин хид	2,8
1777	Мухор Шанда-Худук, в 6 *км* запад-северо-западнее Абдаргын сумэ	0,55
1845	В 7 *км* западнее Хонгор сомона	0,5
1857	В 12 *км* на северо-восток от Ихэ-Нартын хид	0,5
1871	Шинэ-Булагин хурал	3,5
1874	Хонгорийн-Хомын хурал	0,78
1897	Буторин-Булак	1,0
1931	В 5 *км* восточнее оз. Улан-Нур	0,5
2016	В 7 *км* на запад от построек Холбо хид	0,1
2193	Боро-Обоный-Булак	0,75
2200	Шацын-Булак	0,75
2538	В 5 *км* юго-восточнее пос. Дзун-Булак	0,05
2677	Дзабсар-Булак, в 60 *км* юго-юго-западнее пос. Тамцаг-Булак	0,22
2716	Нхутуин-Булак, долина р. Барун-Нахатуин-Гол	1,1
2767	В 100 *км* на юго-восток от пос. Бирута	0,1

Продолжение табл. 1

№ родника	Название и местонахождение родника	Дебит, *л/сек*
2721	У Хухутуин-Дуганга	0,07
2738	В 30 *км* на юг от пос. Югодзыр	0,6
2732	В 20—22 *км* от пос. Югодзыр	1,0
2733	Хундулунгин-Майласым-Булак, к югу от Чандамани-Обо	0,3
2734	В районе высоты 1213,9	1,2
2735	Торчатыйн-Булак	2,0
2736	Между вершинами 1274,5 и 1107,8 *м*	0,1
2744	Хундулунгин-Булак, к западу от высоты 1216,6	1,1
2745	Хундулунгин-Булак (верхний), к западу от высоты 1216,6	0,5
2746	Долина р. Дэльгэр-Гол, к востоку от высоты 1216,6	0,5
2749	В 25 *км* к юго-юго-востоку от пос. Югодзыр	0,3
2750	К северо-востоку от высоты 1210,5	0,8
2751	К востоку от высоты 1210,5	0,1
2752	В 25 *км* на восток-юго-восток от пос. Югодзыр	0,5
2757	Далай-Булак	2,0

По наблюдениям А. Х. Иванова и М. А. Аншилова, наиболее крупный родник Восточного Прихубсугулья (№ 29) с дебитом 12—15 *л/сек* находится в 8 *км* северо-восточнее Чиндамани сомона. Примерно такой же дебит — 10—15 *л/сек*, по данным тех же авторов, у родника № 37, находящегося в долине р. Цзун-Баян-Гол. Дебит остальных родников этого района от 1—2 до 5 *л/сек*.

Совсем другая картина обводненности гранитов наблюдается в степной и полупустынной частях МНР. Родники здесь встречаются редко, а дебит их обычно около 0,5—1 *л/сек*, очень часто 0,2—0,3 *л/сек*. Лишь немногие из них оказываются более водообильными. Например, дебит родника Уртын-Булак (№ 490) 5,4 *л/сек*, такой же, как у родника Усутуни-Булак, находящегося в 148 *км* восточнее Улан-Батора по дороге на Ундэр-Хан. Несколько высокодебитных родников имеется в других частях этого региона. В пустынной зоне Монголии родники из гранитов не известны.

Таким образом, обводненность гранитов весьма неравномерна и зависит в основном от рельефа местности, развития трещиноватости и климатических особенностей отдельных районов страны.

В целом воды гранитов характеризуются невысокой минерализацией. Подавляющее большинство скважин встретило воду в гранитах с сухим остатком 0,5—0,6 *г/л* и жесткостью 4—5 *мг-экв*, т. е. вполне пригодную для питья. По типу минерализации это преимущественно гидрокарбонатные щелочноземельные, редко сульфатно-гидрокарбонатные щелочноземельные воды. Примерно такие же по типу и степени минерализации родниковые воды, связанные с гранитами.

Скважинами в гранитах, пройденными в гобийской зоне МНР, вскрыта вода более высокой минерализации. Так, например, в скв. 162, находящейся у Худугыйин хида, вода из гранитов имеет сухой остаток 0,824 *г/л*. В скв. 163, расположенной в 45 *км* юго-юго-западнее Молцок сомона, минерализация увеличивается до 1,463 *г/л*, а в скв. 193, находящейся в Дзамын-Удэ, она возрастает почти до 3 *г/л*. Жесткость воды при этом увеличивается до 6—13 *мг-экв*. Для питья она здесь или совсем непригодна или ограниченно годна и по типу минерализации относится к гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридной, натриево-кальциевой или к гидрокарбонатно-натриевой, сульфатной.

Таким образом, с севера на юг наблюдается не только увеличение общей минерализации воды в гранитах, но и изменение ее состава, обусловленное, по-видимому, влиянием климатических условий и геологическими особенностями залегания гранитов.

Питание водоносных трещин гранитов происходит за счет атмосферных осадков, выпадающих на площади распространения гранитов, и конденсации влаги из атмосферы воздуха. Инфильтрации осадков благоприятствует главным образом хорошо развитая система трещин в поверхностной зоне гранитов. Например, В. Н. Попов, основываясь на наблюдениях в Орхоно-Харинском междуречьи, отмечает, что наиболее отчетливо трещины выражены в кровле интрузивных тел, выходящих на поверхность, где ширина их достигает 5—7 *см*. Кроме того, просачиванию атмосферных осадков способствует увалисто-холмистый рельеф в поле развития гранитов, характеризующийся пологими склонами и плоскими вершинами возвышенностей.

Гидрогеологическая формация гранитоидных пород связана со всеми гидрогеологическими формациями и водоносными комплексами описываемой территории. На некоторых участках водоносные породы этой формации отдают свою воду; на других из-за более низкого гипсометрического положения поглощают воду перекрывающих их водоносных комплексов и формаций.

На использовании вод гранитоидов основано водоснабжение небольших населенных пунктов с ограниченным водопотреблением.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Подземные воды гидрогеологической формации метаморфических пород докембрия распространены в основном в северной части Монголии — в горах Прихубсугулья, в хребтах Бутэлыйн-Нуру и Худжингдин-Нуру. Кроме того, небольшие поля эта формация образует в центральной части Монгольского Алтая и в некоторых других районах.

Водовмещающие породы формации представлены чрезвычайно разнообразными по минералогическому составу сланцами, гнейсами, реже амфиболитами. Накопление и движение воды в породах происходит по трещинам сланцеватости и отдельности, образующих густую сеть взаимно связанных путей, в которых формируется, по-видимому, поток грунтовых вод.

Таблица 2

Родники, питающиеся водами метаморфических пород докембрия

№ родника	Название и местонахождение родника	Дебит, *л/сек*
6	Верховье среднего истока р. Цзалу-Ури-Гол	1,5
9	Основание уступа террасы правого склона долины р. Думда-Гол	3,0
15	Основание правого склона долины р. Гориги-Гол	1,0
18	Левый борт верховья правого притока р. Хуху-Гол	3,0—4,0
19	Подножье левого борта долины р. Хуху-Гол	5,0—7,0
21	Основание правого борта долины р. Ури-Гол	2,0
22	Правый склон долины р. Цаган-Гол	5,0
27	Основание левого борта долины р. Баян-Гол	5,0—7,0
28	Основание левого борта долины р. Ури-Гол	1,0
38	Верховье р. Цзун-Гол, левый приток р. Эгин-Гол	5,0
42	Долина среднего течения р. Ихэ-Шабарту-Гол	0,5
44	Долина р. Арашарангин-Гол, в нижней части левого склона долины	0,5
45	Поверхность нижней части левого склона пади, впадающей слева в долину р. Барун-Гол, хр. Бутэлыйн-Нуру	0,1
46	Верховье р. Цзун-Гол, приток р. Орхон	0,1
48	Верховье безымянной пади, впадающей справа в р. Джида, северный склон хр. Худжингдин-Нуру	2,0
63	Юго-восточный склон хр. Худжингдин-Нуру, в 6,5 *км* с северо-запада от родника Барун-Булак	0,1
64	Юго-восточный склон хр. Худжингдин-Нуру, в 8 *км* к юго-юго-западу от г. Сундул	4,0

движущийся к местам разгрузки в соответствии с уклоном поверхности земли.

Представление о водоносности пород формации можно составить по многочисленным родникам северной части района (табл. 2).

Как видно из табл. 2, наиболее высокопроизводительные родники находятся в горах Прихубсугулья; по данным А. Х. Иванова и М. А. Анпилова, дебит их колеблется от 1 до 7 *л/сек*. В хребтах Бутэлыйн-Нуру и Худжингдин-Нуру, несколько хуже орошаемых атмосферной влагой, такие дебиты родников чрезвычайно редки. Как указывают С. А. Щербаков и С. Н. Яковенко, они составляют здесь 0,1—0,5 *л/сек* и лишь родник № 64 (см. табл. 2) имеет дебит 4,0 *л/сек*.

Подземные воды описываемой формации минерализованы слабо (табл. 3). Минимальная минерализация (0,039 *г/л*) обнаружена у воды родника № 9, максимальная минерализация воды установлена в роднике № 38, минерализация воды остальных родников около 0,2 *г/л*. По составу воды гидрокарбонатно-натриевые щелочноземельные или гидрокарбонатные сульфатно-натриевые щелочноземельные. Они отличаются высокими вкусовыми качествами и могут быть использованы для питьевых и хозяйственных нужд. Столь слабая минерализация их обусловлена относительным обилием атмосферных осадков в описываемой части МНР, трудной растворимостью водовмещающих пород и сильной расчлененностью рельефа, вследствие чего инфильтрующиеся в породы осадки быстро разгружаются в многочисленных речных долинах и не успевают обогащаться компонентами минерализации.

Таблица 3

Состав подземных вод метаморфических пород докембрия

№ родника	pH	Жесткость общая, *мг-экв*	Сухой остаток, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации							
					$Na^+ + K^+$	$Ca^{2+} + Mg^{2+}$	Fe^{2+}	NH_4^+	Cl^-	SO_4^{2+}	NO_2^+	HCO_3^-
9	7,0	0,7	0,039	*мг/л*	2	10	2	0,1	5	10	Нет	20
				мг-экв/л	0,1	0,49	0,07		0,14	0,2		0,32
				% экв.	74	15	11		21	31		48
15	8,0	1,8	0,179	*мг/л*	28	40	1	0,3	15	25	Следы	1,40
				мг-экв/л	1,2	1,99	0,03		0,42	0,52		2,28
				% экв.	37	62	1		13	16		71
18	7,3	2,1	0,183	*мг/л*	31	40	2	0,4	10	10	Нет	180
				мг-экв/л	1,34	1,99	0,07		0,28	0,2		2,94
				% экв.	40	58	2		8	6		86
22	7,4	2,1	0,321	*мг/л*	81	43	2	0,2	5	50	»	280
				мг-экв/л	3,54	2,13	0,07		0,14	1,03		4,57
				% экв.	62	37	1		2	18		80
27	7,4	1,8	0,235	*мг/л*	55	40	1	0,1	10	10	»	240
				мг-экв/л	2,37	1,99	0,03		0,28	0,20		3,91
				% экв.	54	45	1		6	5		89
38	7,4	4,2	0,334	*мг/л*	46	85	3	0,2	10	10	0,02	360
				мг/экв-л	2,01	4,24	0,10		0,28	0,20		5,87
				% экв.	32	67	1		4	4		92

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Карбонатные породы в МНР распространены в докембрийских и кембрийских осадочно-метаморфических образованиях, меньше они развиты в ордовике, силуре, девоне и карбоне и совсем слабо в разрезе перми, в мезо-

кайнозое они практически отсутствуют. В соответствии с этим наиболее крупные массивы карбонатных пород находятся в северной части страны, в поле широкого развития докембрия, а также в некоторых районах Западной и Южной Монголии, сложенных отложениями кембрия и нерасчлененного нижнего палеозоя. На остальной территории они образуют главным образом небольшие залежи среди песчанико-сланцевых и эффузивных пород палеозоя, а также сохраняются в виде останцов неправильной формы в кровле некоторых гранитных массивов.

Накопление и движение подземных вод в известняках происходит главным образом по трещинам, простирающимся на глубину 90—100 *м*. Поскольку известняки выщелачиваются значительно легче других пород и особенно в слабо устойчивых участках, трещины в них (в пределах этих участков) проникают на значительно бо́льшую глубину, отличаются несколько большей шириной, а в местах прохождения зон тектонических нарушений, раздробивших известняки, в них, кроме того, иногда наблюдается развитие карста в виде образования небольших каверн и каналов. Поверхности трещин, как правило, ожелезнены, на более значительной глубине местами по трещинам прослеживаются выделения вторичного кальцита, сокращающего зону эффективной трещиноватости.

В целом в известняках наблюдается несколько систем взаимно пересекающихся трещин, в которых движутся подземные воды, образующие грунтовые потоки, гидравлически связанные с подземными водами других гидрогеологических формаций и водоносных комплексов.

Глубина залегания подземных вод в известняках довольно изменчива и зависит главным образом от рельефа местности и характера развития трещин. По данным бурения скважин в различных районах МНР она колеблется от 17,5 до 29 *м*. Скв. 23, заложенной в известняковом массиве в 30 *км* юго-восточнее пос. Эрэн-Цав, была вскрыта ненапорная вода. Остальными скважинами встречена вода слабого напора. А. А. Андреев указывает на наличие в известняках в скв. 520-Б нескольких зон повышенной трещиноватости с напорной водой, установившейся примерно на одном уровне, что позволило предположить гидравлическую их связь где-то за пределами скважины.

Лишь скв. 43, пробуренная на Хара-Тологойском полиметаллическом месторождении в Южной Гоби, показала более или менее высокую производительность — 3,4 *л/сек* при снижении уровня воды на 14,7 *м*. Остальные две скважины, пробуренные там же, дают десятые доли литров в секунду при довольно больших снижениях уровня, что свидетельствует о слабой обводненности и трещиноватости пройденных ими известняков.

Несколько другая характеристика обводненности известняков получается по данным наблюдения за дебитом родников (табл. 4). Особенно обводнены докембрийские известняки, развитые в Прихубсугулье. Максимальный дебит (50 *л/сек*) у родника 10, находящегося в основании левого склона долины р. Цзалу-Ури-Гол. Это самый мощный родник в МНР. Дебит остальных родников данного района 3—12 *л/сек*. А. Х. Иванов [55] указывает, что некоторые из этих родников связаны с карстовыми трещинами. Высокий дебит — 5 *л/сек*, по наблюдениям Н. А. Маринова, имеет родник 164, питающийся водами нижнепалеозойских известняков в северо-восточных отрогах Хэнтэя. В Гобийском Алтае родник Сологой-Булак с дебитом около 3 *л/сек* охарактеризован П. А. Панкратовым. Несколько родников, связанных с палеозойскими известняками, описал В. Ф. Ковалев по наблюдениям в Юго-Восточной Гоби. Правда, дебит их здесь значительно меньше — 0,6—1,3 *л/сек*.

Таким образом, и для известняков закономерно также уменьшение дебита родников с севера на юг, тесно связанное с климатической зональностью, выявленной в стране, в частности, с уменьшением в том же напра-

Таблица 4

Родники, питающиеся водами известняков

№ родника	Название и местонахождение родника	Дебит, *л/сек*
1	Правый борт долины р. Нарин-Ханха-Гол	5,0
4	Верховье р. Халондин-Гол	5,0
8	Основание правого борта долины р. Хибин-Гол . .	10,0
10	Основание левого склона долины р. Цзалу-Ури-Гол	50,0
16	Подножье правого борта долины р. Цахирыйн-Гол, левый приток р. Халсын-Гол	5,0—7,0
17	Левый борт правого притока р. Сангэин-Гол . . .	10,0—12
26	Основание уступа правого борта долины р. Баян-Гол	3,0—5,0
36	Правый борт долины р. Бутгэлту-Гол	5,0
164	В 9 *км* к юго-юго-востоку от ст. 42-й *км* от р. Улдза	5,0
1036	Сологой-Булак	3,0
1847	Баянтын-Худук	1,3
1863	В 2 *км* севернее высоты 1205	0,6
1866	В 3 *км* юго-западнее высоты 1205	0,7

влении количества выпадающих атмосферных осадков и увеличением температуры воздуха.

Минерализация воды, получаемой из известняков, невысокая, заметно повышающаяся в том же направлении с севера на юг. Так, в скв. 23 она достигает 0,5 *г/л*, а в скв. 43 (на Хара-Тологойском полиметаллическом месторождении) близка к 1 *г/л*. Состав воды хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный, кальциево-натриево-магниевый в северной части МНР и хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный, кальциево-магниево-натриевый в южной ее части.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ ПЕСЧАНИКО-СЛАНЦЕВЫХ ПОРОД ПАЛЕОЗОЯ

Подземные воды гидрогеологической формации песчанико-сланцевых пород палеозоя широко распространены в МНР. Они занимают большие площади в Хэнтэе, Хангае, Монгольском и Гобийском Алтае, в пределах Восточно-Монгольской равнины, в хр. Нукут-Дабан, а также на ряде участков Заалтайской, Южной и Восточной Гоби.

Водовмещающие породы формации представлены главным образом метаморфическими песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами, местами с прослоями и крупными залежами конгломератов. Породы обычно быстро сменяются в вертикальном разрезе и по простиранию.

Накопление и передвижение воды происходит вследствие широкого развития в породах трещин различного направления и ширины, простирающихся иногда на довольно значительную глубину. Возникновению трещин способствовали следующие основные факторы: а) неоднократные тектонические движения, проявлявшиеся на протяжении всей истории геологического развития страны и приводившие к образованию наряду с мелкой тектонической трещиноватостью, подновляемой после каждой тектонической фазы, крупных зон разлома, наиболее интересных в отношении аккумуляции в в них подземных вод; б) многочисленные внедрения интрузивных пород, подновлявших ранее существовавшие трещины и образовывавших новые системы трещин. Подмечено, что чем крупнее интрузия и положе ее склоны, тем значительнее окружающий ее ореол повышенной трещиноватости пород; в) постоянное влияние таких агентов денудации, как температура, атмосферные осадки, биохимические и другие процессы.

Действие этих агентов выветривания более энергично сказывается в северных районах страны, характеризующихся отрицательными средне-

годовыми температурами, более обильными и частыми атмосферными осадками, активным проявлением морозного выветривания. Поэтому ширина трещин и глубина их проникновения в породы при прочих равных условиях здесь более значительны, чем в полупустынных и пустынных южных районах страны. Там под влиянием высоких температур воздуха происходит интенсивное испарение, вытягивание горных растворов из пород и отложение в трещинах солей, иногда покрывающих последние тонкой пленкой, а иногда и полностью их выполняющих. Водоотдача таких трещин чрезвычайно слабая.

Наименьшая мощность трещиноватой зоны наблюдается на положительных формах рельефа, уцелевших от разрушения именно вследствие своей относительной монолитности. Трещиноватая зона на таких участках простирается на глубину не более 5—7, редко 10 *м*.

По направлению к склонам мощность трещиноватой зоны постепенно увеличивается и достигает максимума в пониженных участках рельефа, где она составляет 60—70 *м*, но иногда трещины встречаются здесь и на более значительной глубине 100—125 *м*.

В вертикальном разрезе трещины распространены неравномерно в виде зон повышенной трещиноватости, чередующиеся с монолитными или очень слабо трещиноватыми зонами. Так, например, в скв. 464 глубиной 42,5 *м* наиболее трещиноватые зоны установлены на глубине 13, 27 и 37 *м*. В скв. 24 глубиной около 76 *м* интенсивные трещины установлены в интервалах 38 — 42,25 *м* и 60,85 — 64,5 *м*.

Вследствие такого развития трещиноватости большинство скважин на воду, пробуренных в песчанико-сланцевых породах палеозоя, вскрыли напорную воду. И действительно, анализ материала показывает, что из 50 учтенных скважин только 14, или 28% встретили свободную трещинно-грунтовую воду в указанных породах, а остальные 36, или 72% — трещинно-напорную. Величина напора самая различная — от нескольких метров до десятков метров. Максимальный напор — 69,4 *м* установлен в скв. 520, пройденной в 32 *км* на северо-запад от пос. Улан-Уул, высокий напор — 49,85 и 55,5 *м* показали соответственно скв. 267 и 273, пройденные первая в 65 *км* юго-восточнее пос. Тамцаг — Булак, а вторая в 60 *км* юго-восточнее Баин-Бурды в Восточной Монголии.

Однако в ряде скважин напорный режим зависит не только от характера развития трещиноватости, но и от особенностей залегания пород. Так, например, напор в глинистых сланцах скв. 13, находящейся в 28 *км* на восток-северо-восток от ст. Вал Чингисхана, обусловлен залеганием их под толщей нижнемеловых глин. Аналогичными причинами объясняется напор в скв. 19, расположенной в 23 *км* от пос. Эрэн-Цав, в некоторых скважинах Улан-Батора и в других местах.

Глубина залегания воды в породах описываемой формации зависит в основном от трех факторов: рельефа местности, характера развития трещиноватости и условий залегания пород. В общем она самая различная. Многочисленные скважины встретили воду очень близко — на глубине до 10 *м* (скв. 410, 20, 82, 84, 88 и др.), но ряд скважин вскрыл ее на глубине нескольких десятков метров. При равномерно развитой системе трещин наименьшая глубина вскрытия воды наблюдается в скважинах, заложенных в долинах или в каких-либо других отрицательных формах рельефа, максимальная — на склонах возвышенностей или на выровненных и высоко приподнятых участках рельефа.

Водоносность пород гидрогеологической формации неравномерная и в общем может быть охарактеризована как невысокая. Лишь единичные скважины имеют более или менее значительный дебит. К числу таких относится скв. 464, находящаяся в 114 *км* северо-западнее Улан-Батора и давшая 3,1 *л/сек* при снижении уровня на 6,3 *м*; еще более высокую производительность — 5,1 *л/сек* при снижении уровня на 0,4 *м* показала скв. 347, пройденная в 47 *км* севернее Улан-Батора; несколько высокопроизводитель-

ных скважин, вскрывших подземную воду в породах описываемой формации, находится в Улан-Баторе (скв. 101, 105 и 109) и в пос. Хара-Айрак (скв. 1-ф-18, 512, 1-Б-70).

Однако большинство скважин, пройденных в этих породах, характеризуется очень незначительным дебитом, из-за чего некоторые из них считаются практически безводными. К ним относятся скв. 20, 113, 273, 549, 14-Б-68, 504 и 41. Дебит остальных скважин от десятых до одного, редко до 1,5—2 *л/сек*.

Анализ материала показывает, что причина различной водоносности описываемых пород — это неравномерное развитие трещиноватости, кальматаж ряда трещин в результате проникновения в них глинистых и песчаных частиц из вышележащих отложений, неодинаковая мощность вскрытой части водоносного горизонта, выполнение некоторых трещин вторичными минералами.

Крайне неравномерен и дебит родников, приуроченных к породам описываемой формации (табл. 5).

По-прежнему высоким дебитом отличаются родники северной части страны. По данным М. А. Анпилова и А. Х. Иванова, дебит родника № 39, находящегося в долине р. Ход-Худугин-Гол, равен 10 *л/сек*, родников № 40 и 41 — по 2—3 *л/сек* каждый. Примерно такой же дебит родников № 759, 765 и 768, находящихся в районе Улан-Батора. Однако, как отмечают М. А. Анпилов и Ю. С. Желубовский, они приурочены здесь к зонам тектонических нарушений. Мощные родники, связанные, по-видимому, также с зонами нарушений, известны, по описаниям А. А. Маккавеева, в горах Гурван-Сайхан. Так, один из родников, находящийся на склоне г. Аргалинтэ, имеет дебит 5 *л/сек*, родник Цаган-Гол — 10 *л/сек*, родник в западной части гор Цзун-Сайхан дает 17,2 *л/сек*, т. е. самый большой дебит из всех родников, связанных с породами этой формации.

На остальной территории дебит родников колеблется до 1 *л/сек*, редко он достигает 1,5—2 *л/сек*, еще реже 3 *л/сек*. Замечено, что песчаники отличаются более высокой обводненностью по сравнению со сланцами, составляющими эту формацию.

Питание подземных вод гидрогеологической формации осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет конденсации влаги из атмосферы воздуха. Просачиванию осадков в глубокие горизонты толщи способствуют значительная трещиноватость пород, особенно в ее верхних горизонтах, а также равнинный и пологохолмистый рельеф местности в области распространения формации.

Благоприятными факторами для конденсации влаги из атмосферы воздуха являются резкая континентальность климата МНР, большой размах рельефа на отдельных участках и наличие высоко в горах и на отдельных сопках развалов горных пород, на охлажденных стенках которых конденсируются пары воздуха.

По качеству описываемые воды различны. В северной части страны, относительно хорошо орошаемой атмосферной влагой, эти воды слабо минерализованы. Сухой остаток их редко превышает 0,3—0,4 *г/л* и обычно колеблется около 0,2 *г/л*; жесткость воды почти никогда не поднимается выше 5 *мг-экв* и составляет в среднем примерно 3 *мг-экв*. По комбинации катионов и анионов они относятся к сульфатно-гидрокарбонатным натриево-щелочноземельным водам. В южной части страны минерализация этих вод достигает 0,5—0,6 *г/л*, а жесткость увеличивается до 7 *мг-экв*. В водах заметную роль начинают играть из анионов хлор-ион, а из катионов — натрий-ион.

Занимая в большинстве мест довольно высокое гипсометрическое положение, описываемая гидрогеологическая формация тесно связана с водами других гидрогеологических формаций и водоносных комплексов: зачастую отдает им свои воды, пополняя их запасы и изменяя состав формирующихся в них подземных вод. Эксплуатируются воды этой формации достаточно

Таблица 5

Родники, питающиеся водами песчанико-сланцевых пород палеозоя

№ родника	Название и местонахождение родника	Дебит, *л/сек*
39	Долина р. Ход-Худугин-Гол, левый приток р. Эгин-Гол	10,0
40	Долина р. Ход-Худугин-Гол	2,0—3,0
41	У Эрдэни-Булган сомона	2,0—3,0
117	В 14 *км* к северо-востоку от Барун-Бурин сомона	0,1
256	Урочище Агоши, на северо-восток от г. Барха-Обо	0,4
257	Ихэ-Булак, левобережье р. Дучин-Гол, в 75 *км* на северо-северо-запад от Даши-Балбар сомона	0,44
258	Хуйтун-Булак, правобережье р. Дучин-Гол, 65 *км* на северо-северо-запад от Даши-Балбар сомона	0,5
262	Тагай-Буриду-Булак, в 45 *км* северо-восточнее Даши-Балбар сомона	2,2
270	На западном берегу оз. Шавортэ-Нур	0,04
273	Аршан-Булак, в 30 *км* северо-западнее Даши-Балбар сомона	1,5
274	Цаган-Хундэй-Булак, в 22 *км* северо-западнее Даши-Балбар сомона	1,1
305	Дзун-Буджин-Булак, в 10 *км* южнее Субсул-Бурдын хоршо	1,2
607	Тахильтуин-Ама	0,2—0,3
625	Правый склон долины р. Сельба, против дома отдыха	1,0—1,5
627	Правый склон долины р. Сельба, в 2 *км* ниже дома отдыха	0,1—0,2
628	Левый склон долины р. Сельба, в 2—3 *км* севернее Улан-Батора	2,5—3,0
629	То же, в 300—400 *м* ниже по долине	0,3—0,5
632	Левосторонний распадок долины р. Сельба в устьевой части	0,1—0,15
759	Устьевая часть долин р. Улятайн-Гол, выше устья пади Цзаг-Дуятуни	3,0—4,0
765	Хочур-Гол, в 5 *км* от устья	10,0
768	Правый борт долины р. Бага-Дэндэй-Хундэй	2,0—3,0
770	Правый борт долины р. Бага-Дэндэй-Хундэй	0,2—0,3
771	Левый склон долины р. Бага-Дэндэй-Хундэй, на западном склоне г. Аргараху	0,3
785	Юго-западнее отрога г. Богдо-Ула, с южной стороны перевала Боготы-Хутул-Даба	0,2
786	Южный склон г. Богдо-Ула, в верховье оврага	0,1
787	В 4 *км* на юго-запад от г. Чжиргач-Ула	0,5
797	Южный склон г. Богдо-Ула, в средней части пади, выходящей к Центральному аймаку	0,2—0,3
806	В 3 *км* на северо-запад от перевала Баян-Даба, в тальвеге долины р. Баян-Дабаный-Ара-Гол, в верховьях	0,15
810	В 1—1,5 *км* на юго-восток от перевала Хурын-Цаган-Хутул	0,3
1099	Склон хр. Абурхэ	0,1
1489	Ихэ-Булак, на дне оврага	1,94
2087	Хугэрын-Булак	0,45
2090	Бадаргин-Булак	0,1
2093	Хошатын-Булак	0,1
2095	Ихэ-Булак	0,25
2103	В 10 *км* к востоку от Бага-Улдзейту сомона	0,1
2211	Цэцэн-Булак, в 60 *км* к юго-западу от пос. Дзамын-Удэ	2,78
2502	В 6,5 *км* на юго-запад от Бумбуин-Сумэ, Тугул-Булак	1,0
2725	Основание правого борта долины р. Чоноин-Гол	0,57
2747	Долина р. Чоноин-Гол, у устья р. Дэльгэр-Гол	0,2

широко. В настоящее время в ней пробурено несколько десятков скважин, забирающих воду для водоснабжения жилых домов, госхозов, сельскохозяйственных объединений, железнодорожных станций и горнорудных предприятий с ограниченным потреблением воды.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ДОКАЙНОЗОЯ

Воды различных по возрасту эффузивных образований, объединяемых в описываемую гидрогеологическую формацию, широко распространены на территории МНР. Особенно большие пространства эта формация зани-

мает в бассейне Селенги и в Восточной Монголии, где она с небольшими перерывами прослеживается от меридиана Улан-Батора до крайнего востока страны.

Водовмещающие породы формации представлены базальтами, андезито-базальтами, порфиритами, дацитами, кварцевыми порфирами, туфами перечисленных пород, а также (в некоторых районах) залегающими среди них осадочными породами в виде песчаников, сланцев и конгломератов.

Эта толща достаточно большой мощности, местами до 1000 *м*, представляет собой чередование серии потоков, возникших после неоднократного излияния лав. Верхняя кора таких потоков в результате быстрого охлаждения имеет обыкновенно пузырчатую структуру и по сравнению с их внутренними частями более трещиновата. Внутренняя часть потоков обычно более плотная, мелкокристаллическая, но поскольку охлаждение лавы сопровождалось сокращением ее объема, то в ней также образовались трещины, в которых возможно накопление и движение воды.

В гидрогеологическом отношении такое строение толщи весьма важно, так как наряду со слабо обводненными или практически безводными зонами предполагается наличие обводненных участков, местами содержащих напорную воду. Большое значение в развитии трещиноватости в породах имели также неоднократно происходившие тектонические подвижки, которые сопровождались пликативными и дизъюнктивными дислокациями и внедрением интрузий, создававших новые и расширявших ранее существовавшие трещины. Комплекс этих факторов привел к развитию в эффузивных породах густой сети взаимно связанных трещин, на некоторых участках проникающих в глубину на десятки метров. Особенно на большую глубину проникают разрывные трещины, прослеживающиеся иногда на многие десятки километров вдоль крупных тектонических депрессий. Часто к таким трещинам бывают приурочены многочисленные выходы родников или вдоль них построены колодцы.

Судя по глубинам скважин, пройденным в эффузивных породах описываемой территории, эффективная трещиноватость в них изменяется от 17—25 до 80—90 *м*, составляя в среднем около 60—70 *м*.

Строение зоны эффективной трещиноватости неоднородное: участки монолитных пород в них часто чередуются с сильно разрушенными и трещиноватыми зонами.

Питание описываемой гидрогеологической формации осуществляется главным образом за счет просачивания в трещины водовмещающих пород атмосферных осадков и на возвышенных участках рельефа, по-видимому, за счет конденсации влаги из атмосферы воздуха. Просачиванию осадков в глубокие горизонты формации исключительно благоприятствует рельеф местности, представленный в области развития эффузивных пород увалисто-холмистыми и равнинными формами. В результате поступления осадков в трещины пород в них формируется водоносный горизонт, который по своему режиму и условиями залегания на большей части распространения представляет, видимо, поток грунтовых вод, движущийся в соответствии с уклоном местности от высших отметок к низшим, где он в ряде долин выклинивается, образуя различные по мощности родники, сведения о части которых приводятся в табл. 6.

Как видно из табл. 6, дебит родников изменяется в довольно широких пределах. По наблюдениям Н. А. Маринова, по правобережью Улдзы на самом крайнем северо-востоке МНР он составляет 0,01—4,08 *л/сек*, в среднем течении Керулена, по данным В. В. Дельнова и Н. А. Маринова, средний дебит родников не превышает 1 *л/сек*. Несколько высокопроизводительных родников (№ 1870, 2066 и 2072), связанных с эффузивами, находится в Восточной Гоби, но, как указывают С. Н. Алексейчик и А. Я. Стефаненко, все они приурочены к мощным зонам тектонических нарушений, чем и объясняется их повышенный дебит.

Таблица 6

Родники, питающиеся водой эффузивов

№ родника	Название и местонахождение родника	Дебит, *л/сек*
198	В 2,5 *км* к северо-востоку от г. Шир	0,65
207	В 8 *км* юго-западнее г. Хангай	2,0
208	В 5 *км* северо-западнее от Харцзаин хид	3,5
209	На 151 *км* по тракту от Ундэр-Хана на Улдзу	2,38
213	В 14,5 *км* северо-северо-западнее Дара-Эхэин хид	0,41
225	Сайн-Тологойн-Булак	4,08
295	Голдан-Булак, в 8 *км* юго-западнее Джарахай-Булака	0,5
300	Гурбан-Булак, южнее Гурбан-Дзагалын сомона	1,2
305	Додо-Адагин-Булак, в 20 *км* южнее Субсул-Бурдын хоршо	0,8
309	Боро-Уртын-Булак, в 50 *км* юго-юго-восточнее Даши-Балбар сомона	1,5
314	Хосагин-Булак, в 10—12 *км* юго-западнее г. Харата-Обо	0,01
317	Шарахадыйн-Булак, в 2—3 *км* севернее оз. Хапчирабай-Нур	3,8
321	В 9 *км* на северо-северо-запад от г. Шаборт-Ундэр	0,3
326	Хушу-Булак, в 68 *км* северо-западнее Дубсун сомона	1,0
338	В 15 *км* юго-западнее пос. Баян-Дан (сурин)	0,45
345	Около вала Чингисхана	1,1
358	Сайхан-Булак, в 7 *км* севернее г. Дэльгэр-Мунху	0,22
1133	Западный склон котловины оз. Цаган-Нур, в основании крутого обрыва базальтов	2,2
1153	В 1,5 *км* от высоты 1361	0,3
1158	В 4 *км* западнее Бата-Норболин хид	0.5
1192	В 7 *км* севернее высоты 1380	0,4
1254	В 5 *км* северо-северо-западнее высоты 1380	0,4
1273	В 7 *км* на север от г. Бурал-Обо	2,0
1310	Хачжу-Худугыйн-Булак	0,05
1401	Барун-Сучжыйн-Худук, в 45 *км* юго-западнее Мунху-Ханый сомона	0,24
1496	Талагыйн-Худук, в 25 *км* восточнее Боонгыйн хид	0,14
1651	В 33 *км* восточнее Топулин хид	0,55
1733	Баян-Цагтын-Булак	1,2
1759	Харим-Худук, в 15 *км* восточнее Ламатынгин хурэ	1,3
1870	Хото хурал	9,0
1873	В 8 *км* северо-северо-западнее родника Хадайн-Хошу	0,7
1876	В 2 *км* южнее г. Чихин-Ундур	2,0
1905	В 4 *км* севернее оз. Габиль-Нур	3,7
1996	Хардын-Булак	0,25
2066	Хонгор-Ула сомон	11,67
2072	Пос. Дариганга, у бани	6,94

Замечено, что родники, приуроченные к средним и основным эффузивам, по сравнению с родниками, питающимися водами кислых эффузивов, характеризуются более высоким дебитом. Воды этой гидрогеологической формации в ряде районов Восточной Монголии вскрыты буровыми скважинами. Вследствие неравномерной трещиноватости пород дебит скважин, как и родников, значительно изменяется. Так, например, из 11 скважин, пройденных в этих породах в Чойбалсане, только 4 скважины (скв. 49, 50, 55 и 57) дали достаточно высокую производительность — более 3 *л/сек* при понижениях уровня на 6—8 *м*. Некоторые скважины показали незначительную обводненность эффузивов и как эксплуатационные были ликвидированы.

В связи с тем, что скважины закладывались в пониженных частях рельефа, они вскрывают воду в эффузивах на небольшой глубине, преимущественно в пределах 10 *м*. Лишь немногие скважины вскрывают ее на глубине до 20 *м* и единичные — 20—50 *м*.

Из 30 учтенных скважин, пробуренных в эффузивах, напорная вода встречена в 13 скважинах, т. е. почти в половине. Величина напора изменяется довольно значительно. Например, в районе Чойбалсана она колеб-

лется от 8 до 44 *м*. В пос. Рудовка, в 9 *км* северо-западнее Матат сомона, она превышает 30 *м*, такой же напор она имеет в скв. 3-Б-68, пробуренной в 3,25 *км* западнее-юго-западнее пос. Чойрен. Напоры, несомненно, местного значения и обусловлены наличием в эффузивной толще отдельных водоносных трещин, изолированных в месте вскрытия их буровыми скважинами и соединяющихся с другими трещинами в некотором отдалении от них.

Степень минерализации воды описываемой формации значительно изменяется, особенно в населенных пунктах. Это связано не столько с составом водовмещающих пород, от соприкосновения с которыми вода минерализуется, сколько с влиянием таких факторов, как состав перекрывающих эффузивы пород в месте вскрытия их скважинами, подток воды из других гидрогеологических формаций и водоносных комплексов, с которыми описываемая формация связана гидравлически. Так, например, по скважинам, вскрывшим воду в эффузивах в Чойбалсане, сухой остаток ее колеблется от 0,370 до 1,481 *г/л*. Из 11 скважин, по которым сделаны анализы воды, только в 6 скважинах вода имеет сухой остаток до 1 *г/л*, т. е. они содержат пресную воду.

Состав воды весьма разнообразный. Даже слабо минерализованные воды имеют сульфатно-гидрокарбонатно-нитратно-хлоридный, натриево-щелочноземельный или хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный, щелочноземельно-натриевый и сульфатно-гидрокарбонатный, щелочноземельно-натриевый состав.

Высокую минерализацию воды — 2,22 *г/л* показала скв. 63, заложенная на южном берегу оз. Дзурбет-Нур, повышена минерализация вод, вскрытых в эффузивах северо-западнее пос. Хара-Айрак, на Хара-Тологойском полиметаллическом месторождении в Южной Гоби и в некоторых других местах. По составу это преимущественно хлоридно-сульфатные или сульфатно-хлоридные-кальциево-магниево-натриевые воды.

Имеющиеся материалы по химическому составу подземных вод описываемой формации подтверждают закономерное увеличение минерализации вод с севера на юг, связанное, по-видимому, с изменением климатических условий в том же направлении.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Юрские осадочные отложения в МНР распространены широко и на основании содержащихся в них остатков фауны и флоры, а также ряда других признаков относятся главным образом к нижней и средней юре. Они расчленяются на хоирмотскую песчанико-конгломератовую и хамархубуринскую или углисто-песчаниковую свиты.

Приуроченные к ним подземные воды широко распространены на ряде участков в Восточно-Гобийской депрессии, в Южной и Заалтайской Гоби, в Монгольском Алтае, в хр. Хан-Хухэй, в горах Прихубсугулья, в Хэнтэе и в пределах Восточно-Монгольской равнины.

Водовмещающие породы представлены пестрым комплексом континентальных образований, состоящих из конгломератов, песчаников, углисто-глинистых сланцев, углей, алевролитов и аргиллитов. Среди перечисленных пород в некоторых местах изредка встречаются залежи кислых и основных эффузивов, туфов и туфобрекчий, а также прослои и пласты глин. Породы часто перемежаются в вертикальном разрезе и быстро выклиниваются по простиранию, вследствие чего в них отсутствуют выдержанные на больших площадях водоносные горизонты.

Накопление и движение подземных вод в породах происходит по трещинам отдельности и напластования, а также по многочисленным зонам разрывных нарушений, секущих их в различных направлениях и являющихся проводниками значительного количества воды.

Водоносность юрских отложений изучена очень слабо и только на двух участках, отстоящих один от другого на многие сотни километров. Первый участок находится в Хэнтэе, где юрскими отложениями сложено Шараингольское угольное месторождение, а второй — в Восточно-Гобийской депрессии, где эти отложения принимают участие в строении Тушилгинского угольного месторождения.

Шараингольское месторождение расположено на северо-западном склоне Хэнтэя, примерно в 225 *км* на север от Улан-Батора. Геоморфологически оно приурочено к крупной межгорной депрессии северо-восточного простирания, выполненной юрско-меловыми (?) отложениями. Основание юрской толщи в пределах изученных глубин представлено конгломерато-песчаниковой, безугольной свитой, вскрытой буровыми скважинами в восточной части депрессии. Выше залегает продуктивная свита, состоящая из юрских углей, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Породы залегают моноклинально, падая в юго-западном направлении под углом 10—12°. Вода в юрских отложениях вскрыта разведочными скважинами в восточной части месторождения на глубине 32—152,2 *м* и имеет напор 11,7—28,2 *м* и более. На отдельных участках водоносные породы разобщаются плотными водоупорными глинами. В таких местах в толще образуется несколько водоносных горизонтов, гидравлически связанных между собой в области питания.

Водоносность юрских отложений весьма непостоянна и колеблется в широких пределах. Так, например, скв. 9 по данным Гомбын Лханаасурена, имеет удельный дебит 0,04 *л/сек*, скв. 6 — 0,84 *л/сек*, скв. 12 — 9,2 *л/сек*. Такой высокий удельный дебит последней скважины, возможно, обусловлен тем, что в восточной части месторождения, примыкающей к долине Шараин-Гола, проходит крупная зона тектонического нарушения. Вода по составу относится к хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатной, кальциево-магниево-натриевой; сухой остаток ее составляет около 1 *г/л*.

Тушилгинское угольное месторождение находится в 12 *км* на юго-запад от Сайн-Шанда. По данным Ф. К. Шипулина, изучавшего месторождение, юрские водовмещающие породы представлены часто переслаивающимися аргиллитами, углями, углистыми сланцами и песчаниками, среди которых залегают пласты и прослои глин. Подземная вода в перечисленных породах встречена на глубине от 9,8 до 16 *м*. Дебит скважин не превышает 0,03 *л/сек*, т. е. очень незначителен.

Помимо скважин, вода в юрских отложениях этого района вскрыта рядом колодцев и шурфами на глубине 2,5—9,6 *м*. Дебит колодцев несколько больше и изменяется от 0,08 до 0,36 *л/сек*. Они содержат обычно пресную воду жесткостью до 16 *мг-экв*. Водоносные горизонты, вскрытые скважинами, отличаются высокой минерализацией. Сухой остаток их около 4 *г/л*, а жесткость — 22 *мг-экв*. По составу это сульфатные натриевые воды. Высокая минерализация их связана, по-видимому, с наличием в юрской толще прослойков гипса и включений пирита в углях. Влияние на формирование этих вод оказывает и жаркий климат описываемого района.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Помимо фаунистически охарактеризованных отложений третичного и мелового возраста, на обширной территории, главным образом южной части МНР, наблюдаются большие площади, сложенные палеонтологически немыми образованиями указанных отложений. Так же, как и фаунистически охарактеризованные породы этого возраста, пространственно они приурочены к межгорным понижениям и древним речным долинам, где выступают составной частью гидрогеологических структур, образуемых меловыми и третичными отложениями.

Для них свойственны те же закономерности распределения фаций отложений, подземных вод и формирования их химического состава, какие отмечаются далее при характеристике подземных вод третичного и мелового водоносных комплексов.

Воды описываемой формации вскрыты буровыми скважинами в ряде речных долин Хэнтэя, севернее Улан-Батора. В частности, они вскрыты скв. 495 в долине р. Шабир-Гол, в 1 *км* от впадения ее в Хара-Гол. Залегают они здесь на глубине 5 *м* в крупнозернистых гравийно-галечных песках, внизу глинистых. Породы оказались высокообводненными, дебит скважины составлял более 7 *л/сек* при понижении уровня на 1,2 *м*.

Тремя скважинами (скв. 463, 559 и 560) эти воды встречены в долинах Чжаргалантуйского района. Водовмещающие породы представлены разно- и крупнозернистыми песками, буровато-серыми или бурыми, кое-где глинистыми с прослоями бурых и красных глин. Вода в них залегает на глубине 7—21 *м* и местами обладает небольшим напором. Дебит скважин изменяется от 3,51 до 4,23 *л/сек* при снижениях уровня 1—8 *м*. Минерализация воды невысокая — от 0,125 до 0,276 *г/л*, а жесткость — 2—4,76 *мг-экв*. По составу вода гидрокарбонатно-магниево-натриево-кальциевая.

Ряд скважин в этих отложениях пробурен в долинах между Чжаргалантуйским районом и Улан-Батором. Глубина скважин не превышает 50 *м*, вода встречена на 17—24 *м*, местами напорная. В составе водовмещающих пород наряду с песками установлены слабо сцементированные гравийно-галечниковые песчаники, среди которых залегают прослои красных глин. Дебит скважин также достаточно большой, но по сравнению с дебитом скважин Чжаргалантуйского района все же несколько меньше. Максимальный дебит 3,50 *л/сек* имеет скв. 580, минимальный (2,04 *л/сек*) скв. 494. Минерализация этих вод по сравнению с минерализацией вод того же района несколько выше и колеблется от 0,27 до 0,36 *г/л*, а жесткость от 3,78 до 5,29 *мг-экв*, вода гидрокарбонатная натриево-магниево-кальциевая или гидрокарбонатная магниево-натриево-кальциевая.

Подземные воды описываемой формации широко распространены в Улан-Баторской котловине, где они залегают под достаточно мощной толщей пород четвертичного водоносного комплекса, гидравлически тесно связаны с его водами.

Кроме того, залегая на размытой поверхности песчанико-сланцевых образований палеозоя и юрских гранитов Богдо-Улы, воды этой формации имеют связь также с водами названных пород.

Мощность водовмещающих пород описываемой формации в самой глубокой части палеозойского прогиба котловины превышает 200 *м*, на тектонически приподнятых блоках палеозоя и в некоторых долинах, впадающих в котловину, она сокращается от 20 *м* и менее.

Литологически водовмещающие породы представлены конгломератами, песками, песчаниками, сланцами, брекчиями с прослоями окварцованных песчаников. В предгорной части котловины в водовмещающих породах широко развиты валунно-галечные образования с разнозернистым песком. Среди перечисленных пород встречаются также залежи бурых и местами красных глин, разделяющих мезо-кайнозойскую толщу на несколько водоносных горизонтов, имеющих, однако, не широкое распространение и характеризующихся напорным режимом.

Воды описываемой формации залегают на глубине до 10 *м*, и лишь скв. 2-Ф-18 встретила ее на 82 *м*, но уровень воды в скважине установился на 3 *м*. Производительность скважин самая различная. Наименьший дебит — 0,88 *л/сек* дала скв. 545, находящаяся в 34 *км* восточнее Улан-Батора в долине р. Халыин-Голыин-Гол. Максимальный дебит показала скв. 6-Б-70. Она расположена на западной окраине города и дает 9,1 *л/сек*. Высокопроизводительна также скв. 454 (6,6 *л/сек* при снижении уровня воды на 0,95 *м*). Эта скважина находится на территории фармацевтического завода и не

исключена возможность, что одновременно с водами мезо-кайнозойских отложений она забирает также воды аллювиальных отложений Толы.

Поскольку мезо-кайнозойские отложения котловины промыты хорошо, в них формируются пресные воды гидрокарбонатного кальциево-магниево-натриевого состава с сухим остатком 0,118—0,305 *г/л* и общей жесткостью до 2,68 *мг-экв*. Характерно, что почти во всех скважинах вода содержит магния больше, чем кальция.

Юго-восточнее Улан-Батора подземные воды формации широко распространены в северной части Чойренской депрессии, в районе пос. Маниту. По данным А. А. Андреева, Б. А. Воротникова и других они залегают здесь на глубине от 10 до 21 *м*. Область питания этих вод лежит высоко в горах Богдо-Ула. В большинстве скважин пьезометрический уровень установился выше поверхности земли на 0,6—1,4 *м*. Дебит скважин колеблется от 1,45 *л/сек* (скв. 501) до 12 *л/сек* (скв. 5-Ф-18). Водовмещающие породы состоят из разнозернистых гравийно-галечниковых песчаников, коричневато-бурых песков, подстилаемых на глубине 30—40 *м* палеозойскими песчанико-сланцевыми образованиями.

В отличие от подземных вод этой формации, развитых в Улан-Баторской депрессии, подземные воды описываемого участка характеризуются более высокой минерализацией и в связи с этим другим составом. Содержание сухого остатка в них колеблется от 0,593 до 1,101 *г/л*, а жесткость от 7,44 до 11,58 *мг-экв*. Вода является смешанной, преимущественно хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатной, кальциево-магниево-натриевой или магниево-кальциево-натриевой.

Тремя скважинами подземная вода в мезо-кайнозойских отложениях вскрыта в безымянной долине в пос. Барун-Цогто. Она залегает здесь под плотными красными глинами, по-видимому, в слабо уплотненных конгломератах на глубине 21—23,7 *м* и характеризуется небольшим напором. Дебит при наибольшем снижении уровня воды до 8 *м* от 2 до 3,27 *л/сек*. Вода слабо минерализованная, сухого остатка содержится от 0,312 до 0,412 *г/л*, а жесткость равна 4,69—5,44 *мг-экв*. По составу вода гидрокарбонатная натриево-щелочноземельная.

В Восточной Гоби, на востоке от пос. Дзамын-Удэ, по данным С. Н. Алексейчика и А. Я. Стефаненко, эти воды вскрыты по понижениям и овражно-балочным долинам мелкими колодцами на глубине 2—3 *м*, на отдельных участках они питают родники. Дебит колодцев и родников изменяется от 0,3 до 1,5 *л/сек* и в среднем составляет 0,5—1 *л/сек*.

По исследованиям тех же авторов на площади, расположенной несколько восточнее, вода в описываемых отложениях залегает на глубине до 30—50 *м*. Наиболее обводнены эти породы у северо-западного борта депрессии между Боонгыйн хид и Топулин хид, вдоль проходящей здесь тектонической зоны, а также по северо-западному борту котловины оз. Усуни-Цаган-Нур. Авторы указывают, что с удалением от бортовых частей к центральным частям депрессий обводненность пород уменьшается и вместе с этим увеличивается минерализация подземных вод. Дебит колодцев и родников в промежуточной полосе между бортовыми и центральными частями депрессий редко превышает 0,3—0,5 *л/сек*. Увеличение минерализации вод в центральных частях депрессий А. Я. Стефаненко объясняет замедлением движения и застойностью подземных вод, а также, по-видимому, высоким содержанием легкорастворимых солей в водовмещающих породах.

В районе пос. Байшинту описываемые воды вскрыты несколькими скважинами на глубине от 30 до 44 *м*. Вода залегает в песках или в песчаниках обычно под красными глинами, вследствие чего обладает небольшим напором. Судя по результатам бурения скв. 157, вскрывшей на 56,2 *м* разрушенные граниты, мощность мезо-кайнозойских отложений и соответственно водовмещающих пород в районе поселка небольшая. Дебит скважин незначительный и разнообразный. Наименьший дебит — 0,05 *л/сек* имеет скв. 157,

наибольший — 2,1 *л/сек* установлен в скв. 158. Минерализация воды непостоянная, сухого остатка содержится от 0,530 до 0,797 *г/л*. Воды по составу смешанные. Из анионов в них преобладает гидрокарбонат-ион, на втором месте хлор-ион, реже сульфат-ион. В составе катионов явно преобладает натрий, щелочноземельные металлы стоят на втором месте.

В 35 *км* западнее Дзамын-Удэ подземные воды мезо-кайнозойских отложений установлены в ур. Барун хурэ. Здесь еще в 1934 г. были пробурены две разведочные скв. 190 и 191 глубиною соответственно 130 и 92 *м*. Первая скважина с 7 *м* и до забоя прошла по толще серо-зеленых песчанистых глин с включением гравия и гальки, внизу плохо окатанной, состоящей из глинистого песчаника. На глубине 37,4—40,0 *м* и от 81,5 *м* среди глин были встречены прослои водоносных конгломератов. Вода после ее вскрытия установилась на 22,85 *м*. Дебит скв. 190 оказался незначительным, всего 0,15 *л/сек*, поэтому скважина была ликвидирована..

Скв. 191 была пробурена в 5 *км* южнее скв. 190. Ее разрез более разнообразный. Наряду с мощной толщей серых известково-песчанистых глин она встретила достаточно мощные горизонты разнообразных по окраске песчаников, то плотных и глинистых, то рыхлых с гравием и галькой, переходящих в песок. В этой скважине вода была встречена в трех горизонтах: в серых песчаниках с красноватым оттенком на глубине 46,5—57,5 *м*, в рыхлых разнозернистых серых песчаниках на глубине 65,6—67,5 *м* и в слое серых пылеватых песков с гравием и галькой на глубине 80,5—85,5 *м*. Уровень воды всех водоносных горизонтов установился на 31,2 *м*. Дебит скважин соответственно составил 0,3; 0,52 и 1,5 *л/сек*. Вода сульфатно-хлоридная или хлоридно-сульфатная, щелочноземельно-натриевая; сухой остаток ее составляет 1,102—2,566 *г/л*, а жесткость 6,74—7,24 *мг-экв*.

Подземные воды описываемой гидрогеологической формации [1], судя по геологической карте, широко распространены в ряде районов Южной и Западной Монголии, но ни в том, ни в другом регионе они, к сожалению, совсем не изучены.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Водоносный комплекс меловых отложений широко распространен в МНР. Меловые отложения в большинстве своем выстилают современные депрессии, там в них формируются многочисленные артезианские бассейны, форма и размеры которых определяются формой и размерами соответствующих депрессий.

По особенностям литологического состава и на основании ископаемых остатков фауны и флоры меловые отложения расчленены на пять свит: шарилинскую, цаганцабскую, дзунбаинскую, сайншандинскую и баинширэинскую. Первые три свиты относятся к нижнемеловому возрасту, а сайншандинская и баинширеинская — к верхнему мелу. Из-за слабой гидрогеологической изученности страны в настоящее время мы не располагаем фактическим материалом для гидрогеологической характеристики каждой из названных свит. Поэтому даем лишь общее, местами очень схематичное описание гидрогеологических особенностей свит в их совокупности, относящихся соответственно к нижне- и верхнемеловому отделам меловой системы.

Нижнемеловая водоносная толща

Воды нижнемеловых отложений довольно широко распространены в МНР. Отложения нижнего мела приурочены к депрессионным понижениям, где в них обычно формируются напорные водоносные горизонты. В нижне-

[1] Необходимо отметить, что гидрогеологическая формация мезо-кайнозойских отложений принимает существенное участие в строении многочисленных артезианских бассейнов Монголии *(прим. ред. — Н. Т.)*.

меловых отложениях наблюдается намного больше глинистых пород, чем в отложениях верхнего мела, а связанные с ними подземные воды характеризуются, как правило, более высокой минерализацией, кроме того, породы — в основном обводнены значительно меньше.

Водовмещающие породы нижнемеловых отложений представлены различными по окраске и степени уплотнения песчаниками, конгломератами, гравелитами, аргиллитами, алевролитами, глинистыми сланцами, реже песками, углями, мергелями, известняками. Среди перечисленных пород иногда наблюдаются покровы эффузивных образований, в которых установлены главным образом порфириты и андезиты. Перечисленные отложения часто переслаиваются между собой и с разделяющими их глинами. Они быстро изменяются также и в горизонтальном направлении, вследствие чего в них не образуются выдержанные водоносные горизонты; весь этот комплекс пород практически можно считать единой водонасыщенной толщей, все водоносные горизонты которой гидравлически связаны между собой.

Описание общей характеристики гидрогеологических особенностей нижнемеловых отложений начнем с районов Хэнтэя.

В Мандальской котловине, находящейся в центральной части Хэнтэя, подземные воды в нижнемеловых отложениях вскрыты скв. 351. Водовмещающие породы котловины представлены песчаниками и конгломератами, сильно разрушенными и трещиноватыми. Редко среди указанных пород встречаются глинистые сланцы. До 33,5 *м* породы промерзлые, вследствие чего для залегающих в них подземных вод характерен напорный режим. Уровень воды в скважине поднялся почти на 30 *м*, установившись на глубине 4,5 *м*. Бурение скважины в краевой части котловины, возможно в месте прохождения зоны тектонического нарушения, показало очень высокую обводненность пород: при снижении уровня воды на 4,1 *м* скважина имела дебит 21,6 *л/сек*. Это самый высокий дебит из всех скважин, заложенных в нижнемеловых отложениях на подобную глубину (50 *м*).

Интересно отметить, что сразу после проходки скважины минерализация воды составляла около 0,4 *г/л*, а общая жесткость 6,31 *мг-экв*. Вода по составу являлась хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатной, натриево-магниево-кальциевой. Однако после годичного цикла эксплуатации минерализация ее возросла до 1,4 *г/л*, а общая жесткость увеличилась до 14,3 *мг-экв*, резко повысилось содержание сульфатов, хлоридов, ионов натрия, кальция и особенно магния.

Далее на юг нижнемеловые воды вскрываются некоторыми скважинами, по-видимому, в Улан-Баторской котловине, но благодаря сходству этих отложений с развитыми здесь же третичными отложениями водоносные породы более или менее определенно отнесены к этому возрасту лишь в скв. 69. Они представлены серыми глинистыми сланцами и темно-серыми песками, переслаивающимися с глиной. Вода в них встречена на 33,1 *м* и поднялась до высоты 5 *м* от поверхности земли. Дебит скважины 0,36 *л/сек* при снижении уровня воды почти на 36 *м*, т. е. породы оказались весьма слабо обводненными. Сухой остаток воды равен 0,6 *г/л*, а жесткость — 3,19 *мг-экв*, по составу вода гидрокарбонатно-хлоридная, щелочноземельно-натриевая.

Недалеко от Улан-Батора водоносность нижнемеловых отложений изучалась в Налайхинской котловине, в 35—37 *км* восточнее города. Котловина вытянута в широтном направлении и обрамлена с севера и юга мощными зонами тектонических нарушений. В различное время ее геологическое строение и гидрогеологические условия изучали Л. Н. Аристовская, П. Е. Архипова, Г. Я. Бородяев, Б. А. Воротников, А. В. Гогунцов, Дугер-Сурун, Б. С. Домбровский, С. В. Егоров, П. И. Ипатов, З. А. Лебедева, В. М. Маградзе, Н. А. Маринов, Е. А. Николаев, С. Н. Стулов, Р. А. Хасин, В. А. Чеховский, Ф. К. Шипулин и др.

Воды нижнемеловых отложений котловины относятся к подмерзлотным напорным водам. Они залегают или сразу под нижней поверхностью зоны многолетнемерзлых пород или несколько ниже, когда под ней находятся глины, плотные аргиллиты или какие-либо другие водонепроницаемые породы.

Из-за озерного характера отложений, обусловливающего быструю смену состава их по простиранию и в вертикальном разрезе, нельзя так же, как и в других депрессиях, выделить в них водоносные горизонты, которые прослеживались бы на значительной площади. Поэтому весь комплекс выполняющих котловину нижнемеловых отложений, состоящий из часто чередующихся аргиллитов, алевролитов, песчаников, глин, углей и песков, рассматривается как единый водонасыщенный комплекс, в некоторых местах развития которого (лишь на ограниченных площадях) могут быть выделены водоносные толщи, приуроченные к определенным, литологически более или менее однородным породам.

В Налайхинской котловине, где находится относительно крупное угольное месторождение, являющееся основной топливной базой Улан-Батора, пройдено большое количество разведочных скважин на уголь и на воду, показавших весьма неравномерную обводненность нижнемеловых отложений как в вертикальном разрезе, так и по простиранию. Действительно, дебиты 11 учтенных скважин, пробуренных на воду главным образом в северной части котловины, колеблются от 0,5 до 10,8 *л/сек*, а глубина залегания воды варьирует от 31 до 64,5 *м* при напоре до 43,4 *м*.

При проходке стволов Капитальной шахты скорость притоков воды достигла 170 $м^3/ч$, или 47 *л/сек* в начале проходки, и 240 $м^3/ч$, или 66 *л/сек* в конце проходки.

Столь резкие различия водоносности описываемых отложений объясняются их генезисом и широким развитием в них дизъюнктивных нарушений. Указанные относительно высокие скорости притоков в стволы шахт обусловливались тем, что в местах этих притоков вскрывались мощные тектонические зоны с повышенной трещиноватостью. При проходке таких участков трещиноватость пород и скорость притоков воды в шахтные стволы сильно уменьшались.

Минерализация подземных вод в северной части котловины колеблется от 0,32 до 1,4 *г/л*, причем подметить какой-либо закономерности в изменении ее с глубоной не удается. Воды по минерализации разнообразны, преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные, натриево-щелочноземельные или щелочноземельно-натриевые. Различная минерализация воды связана, повидимому, с неравномерной засоленностью пород, что подтверждается наблюдениями за изменением их состава, в частности, при проходке клетьевого и скипового стволов шахты. Разница в минерализации подземных вод, поступавших в стволы шахты, достигала 0,3 *г/л*, несмотря на то, что стволы расположены лишь в 40 *м* один от другого. Характерно для подземных вод участка месторождения повышенное содержание в них свободной углекислоты.

Гидравлическая связь водоносных горизонтов котловины подтверждается не только пестротой литологического состава пород и обилием в них трещин, но и близостью отметок пьезометрических уровней различных водоносных толщ, примерно одинаковой степенью минерализации подземных вод и одним и тем же их химическим составом в пределах котловины.

Получая питание со стороны обрамляющих котловину высот, а также, по-видимому, за счет инфильтрации атмосферных осадков на участках, где отсутствуют многолетнемерзлые породы, подземные воды котловины, несомненно, стекают в долину Толы, которая является для них местным базисом стока. Этот вывод следует как из общих соображений об условиях формирования подземных вод котловины, так и из анализа отметок пьезометрических уровней в пределах изученной ее части. Поверхность изопьез

закономерно снижается с запада-юго-запада на восток-северо-восток, т. е. в сторону открытой части долины Толы.

Широко распространены нижнемеловые воды в Чойренской депрессии. В северной части депрессии они вскрыты буровыми скважинами в районе пос. Мониту на глубине 11—20 *м*. Водовмещающие породы представлены здесь разнозернистыми коричневато-бурыми гравийно-галечниковыми песчаниками, в одной скважине подстилаемые базальтами, а в другой — серой плотной глиной. Дебит скважин не превышает 1 *л/сек* при понижении уровня воды до 6—8 *м*. Вода пресная, содержит сухого остатка 0,4—0,6 *г/л*, с общей жесткостью от 1,02 до 6,38 *мг-экв*. В скв. 8-Б-68 состав воды обычный для этих отложений — сульфатно-гидрокарбонатный, натриево-магниево-кальциевый. В скв. 11-Б-68 встречены необычные для этих глубин хлоридные кальциево-натриевые воды. Подобные воды в нижнемеловых отложениях, залегающие столь близко от дневной поверхности, встречены в МНР впервые. Условия формирования этих вод более подробно мы рассмотрим далее.

В районе пос. Чойрен, по данным В. И. Браташа, нижнемеловые воды вскрыты неглубокими копаными колодцами, а также обнажены некоторыми родниками. Глубина колодцев 2—3 *м*, редко 6 *м*. Дебит колодцев и родников колеблется от 0,1 до 5—10 *л/сек*, преобладают родники с дебитом 0,1—0,3 *л/сек*. Наиболее высокопроизводительные родники с дебитом до 5 *л/сек* наблюдались указанным исследователем в районе оз. Коган-Тойрим, другие — с дебитом 8—10 *л/сек* восточнее высоты Шинэ-Обо.

Воды в нижнемеловых отложениях в районе пос. Чойрен встречены не только колодцами и родниками, но и скв. 503, 550 и 552. Они залегают здесь на глубине до 42 *м* в толще песчаников, местами известковистых, и конгломератов, переслаивающихся с глиной. Некоторыми скважинами вскрыты аргиллиты. Дебит скважин колеблется в значительных пределах, что свидетельствует о неравномерной обводненности нижнемеловых пород описываемого района. Так, например, дебит скв. 503 — 0,36 *л/сек* при снижении уровня воды на 40 *м*, а скв. 552 почти 7 *л/сек* при снижении уровня всего лишь на 6,9 *м*. Минерализация воды или близка к 1 *г/л*, или несколько превышает указанную величину; жесткость воды колеблется от 5,93 до 8,09 *мг-экв*. Интересная вода здесь встречена скв. 503. Она совсем не содержит хлоридов и относится к сульфатно-гидрокарбонатной, натриево-щелочноземельной. Остальными скважинами вскрыта смешанная хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатная щелочноземельно-натриевая вода.

Еще далее на восток подземные воды в нижнемеловых отложениях установлены в Нилгинской котловине. По данным поисково-разведочного бурения на нефть, нижнемеловые отложения котловины представлены дзунбаинской и цаганцабской свитами весьма непостоянной мощности. Так, например, на Керуленском поднятии неполная мощность их более 1200 *м*, на Тугурикской площади она изменяется от 750 до 1250 *м*, причем залегают они здесь на герцинских гранитах и, наконец, на Хумултейинской структуре их мощность достигает 2000 *м*. Нижнемеловые отложения подстилаются метаморфическими образованиями палеозоя.

Помимо роторных скважин, на Керуленской и Тугурикской структурах пробурено по 17 поисковых скважин крелиусного бурения. Несмотря на большой объем выполненных работ, из-за недостаточного внимания к гидрогеологическим наблюдениям во время проходки скважин гидрогеологическая структура котловины расшифрована неполностью. По данным В. И. Браташа, в результате этих работ было лишь установлено, что в подошве глинисто-битуминозной пачки нижнедзунбаинской подсвиты или несколько ниже ее залегает довольно мощный водоносный горизонт. На Керуленской структуре он был вскрыт скв. 15-к и 16-к на глубине соответственно 73 и 186 *м* и давал небольшие фонтаны, поднимающиеся над поверхностью земли.

На Тугурикской структуре водопроявления, связанные с указанным водоносным горизонтом, наблюдались в скв. 1-к, 4-к, 5-к, 10-к, 11-к и 17-к. В скв. 1-к фонтан воды с дебитом 3,5 *л/сек* ударил с глубины 168 *м*. Примерно с таким же дебитом фонтанировали скв. 4-к и 5-к. В первой скважине фонтанирование наблюдалось из водоносного горизонта с глубины 85—100 *м*, а во второй — с глубины 160 *м*, но масштабы фонтанирования не определены. Химический состав этих вод приводится в табл. 7. Как видно из табл. 7, минерализация нижнемеловых вод Нилгинской котловины колеблется от 1 до 4,3 *г/л*, а общая жесткость от 1,8 до 5,22 *мг-экв*. По составу вода является хлоридно-гидрокарбонатной, кальциево-натриевой.

В Баин-Обосомонской котловине, находящейся между Ундэр-Ханом и Чойбалсаном, нижнемеловые отложения, по данным бурения скважин «Бурвода», представлены часто переслаивающимися мергелистыми и опоковидными сланцами, песчаниками, битуминозными сланцами и песками. В. Ф. Ковалев для северной части котловины выделяет в этих отложениях два водоносных горизонта.

Первый водоносный горизонт — грунтовых ненапорных вод — находится на глубине от 3,5 до 17 *м*. Водовмещающими породами его являются пески, песчанистые глины и опоковидные мергелистые сланцы. Из этого горизонта вода с дебитом до 0,5 *л/сек* поступает в неглубокие копаные колодцы. Второй водоносный горизонт — артезианский, напорный залегает в интервале 23—76 *м*. Пьезометрический уровень находится на глубине от 8,4 до 16,7 *м*. Воды приурочены к пескам, рыхлым песчаникам и трещиноватым сланцам. В. Ф. Ковалев высказал предположение о сплошном распространении этого горизонта в пределах котловины. Подобное предположение вряд ли правильно, если учесть значительную изменчивость пород даже на очень коротких расстояниях. Скорее всего, как и в других котловинах МНР, здесь имеется целый ряд водоносных прослоев и линз, соединенных между собой в области питания и где-либо в котловине.

Обводненность пород достаточно высокая, скважины дают до 2,7 *л/сек* при относительно небольших снижениях уровней воды. Вода слабо минерализованная, сухой остаток ее изменется от 1,5 до 2,5 *г/л*, а жесткость от 12,3 до 21,5 *мг-экв*. По составу она относится к сульфатно-гидрокарбонатной, кальциево-магниево-натриевой.

Широко распространены нижнемеловые воды на крайнем северо-востоке и востоке страны, где они вскрыты скважинами в многочисленных депрессионных понижениях.

Юго-восточнее пос. Эрэн-Цав находится довольно крупная безымянная котловина, в пределах которой пройдено несколько скважин, вскрывших нижнемеловые воды. По данным Н. А. Маринова, водовмещающие породы представлены здесь переслаивающимися песчано-глинистыми образованиями и глинистыми сланцами, разделенными глинами. Вскрытые скважинами на глубине от 2 до 36,7 *м* водоносные горизонты обладают небольшим напором. Иногда скважинами встречено по 2—3 водоносных пласта. Дебит скважин колеблется от 0,2 до 5 *л/сек*, а напор достигает 30 *м*. Вода в этих отложениях вскрыта не только скважинами, но и неглубокими копаными колодцами на глубине 2—3 *м* с дебитом до 0,3 *л/сек*. Дебит родников до 1 *л/сек*. Для воды описываемого района характерна высокая минерализация, сухой остаток свыше 4 *г/л* и общая жесткость до 12 *мг-экв*. По составу она относится к хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатным натриевым.

В Сумийн-Нурской котловине, находящейся юго-западнее пос. Эрэн-Цав, нижнемеловые воды вскрыты скв. 10 на глубине 18,74 *м*. Водовмещающие породы, представленные песками, углистыми и глинистыми сланцами, оказались очень слабо обводненными (дебит скважины 0,08 *л/сек*). Вода слабо минерализованная сульфатно-гидрокарбонатная, магниево-кальциево-натриевая.

Таблица 7

Химический состав вод нижнемеловых отложений Нилгинской котловины

Компоненты минерализации	Тугурикская структура						Керуленская структура			Хумултейнская структура					
	Скв. 1-к, с глубины 167 *м*			Скв. 4-к, с глубины 100 *м*			Скв. 16-к, с глубины 186 *м*			Скв. 1, с глубины 893—900 *м*			Скв. 1, с глубины 998—1002 *м*		
	мг/л	*мг-экв*	% экв.	*мг/л*	*мг-экв*	% экв.	*мг/л*	*мг-экв*	% экв.	*мг/л*	*мг-экв*	% экв.	*мг/л*	*мг-экв*	% екв.
Катионы:															
NH_4^+	1,15	0,06		0,7			0,8								
$K^+ + Na^+$	1184	51,48	96	1108	48,15	95	275	11,94	87	321	13,94	75	687	29,88	85
Mg^{2+}	5	0,41	1	3	0,25		4	0,33	2	7	0,60	3	38	3,12	9
Ca^{2+}	34	1,70	3	48	2,40	5	30	1,50	11	84	4,20	22	42	2,10	6
Fe^{3+}	0,10			0,15			0,15			—			—		
Fe^{2+}	0,27			0,2			0,10			—			—		
Итого	1224	53,65	100	1160	50,80	100	310	13,77	100	412	18,74	100	767	35,10	100
Анионы:															
Cl^-	160	4,51	8	149	4,20	8	142	4,01	29	301	8,50	45	479	13,50	38
SO_4^{2-}	122	2,54	5	48	1,00	2	7	0,15	1	60	1,24	7	77	1,60	5
NO_3^-	0,26			0,03			—			—			—		
NO_2^-	Нет			Нет			Нет			—			—		
$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	—			—			—			—	9,00	48	—	20,00	57
HCO_3^-	2843	46,60	87	2782	45,60	90	586	9,61	70	—			—		
Итого	3125	53,65	100	2979	50,80	100	735	13,77	100	361	18,74	100	—	35,10	100
Минерализация	4349			4139			1045			1050			2001		
Жесткость		2,1			2,6			1,8			4,8			5,22	

В урочище Хабирга нижнемеловой водоносный комплекс представлен углями, светло-серыми глинистыми сланцами, песчаниками. Вода в них вскрыта в одноименном поселке копаным колодцем на глубине 8 *м* и скважиной на глубине 16 *м*, находящейся несколько южнее поселка. Дебит колодца около 1 *л/сек*, данные о дебите скважин отсутствуют. Вода солоноватая, с сухим остатком от 1,1 до 2,9 *г/л* и общей жесткостью от 7,5 до 35,3 *мг-экв*.

В урочище Бахалай, находящемся восточнее урочища Хабирга, водовмещающие породы нижнего мела представлены конгломератами, которые на 38,5 *м* сменились подстилающими их песчаниками, прослеженными до глубины 60 *м*. Вода появилась здесь в конгломератах на глубине 21 *м*, дебит скважины немногим превышает 2 *л/сек*. Вода солоноватая, с сухим остатком около 3 *г/л* и общей жесткостью около 10 *мг-экв*.

Широко распространены воды в нижнемеловых отложениях на большой территории, расположенной западнее и северо-западнее Чойбалсана. Они вскрыты здесь буровыми скв. 7, 8, 30 и 31. Глубина скважин изменяется от 38,6 до 70,25 *м*. Вода вскрыта на глубине 12,8—41,5 *м*. Некоторые скважины встретили по два водоносных горизонта, разделенных между собой мощными горизонтами глин. Водовмещающие породы представлены песками, глинистыми сланцами, конгломератами, песчаниками, углями. Дебит скважин в основном небольшой и колеблется от 0,31 до 1,22 *л/сек* при понижениях уровня воды соответственно на 31 и 0,7 *м*. Лишь скв. 31, пробуренная для водоснабжения пос. Баян-Булак, имела дебит 5,95 *л/сек* при понижении уровня воды на 0,1 *м*. Воды в нижнемеловых отложениях Сенокосной площади вскрыты также копаными колодцами на глубине 1—2 *м*. Производительность колодцев от 0,5 до 1,2 *л/сек*. Пресные воды с сухим остатком 0,76 *г/л* и жесткостью 3,49 *мг-экв* были встречены здесь лишь в пос. Баян-Булак. По составу эта вода хлоридно-гидрокарбонатная, кальциево-магниево-натриевая. Скв. 8 и 30 дают слабо солоноватую воду с сухим остатком несколько выше 1,5 *г/л* и жесткостью до 12 *мг-экв*. Состав ее аналогичен составу воды пос. Баян-Булак.

Восточнее Чойбалсана вода в нижнемеловых отложениях встречается в небольшой котловине в 35 *км* восточнее города. Нижнемеловые отложения представлены здесь пестрыми глинами, переслаивающимися, с рыхлыми, слабо сцементированными песчаниками и песками. Напорная вода встречена на глубине 11,5 *м* в песчаном прослое, залегающем среди глин. Она поднялась на 7,2 *м*, установившись таким образом на глубине 4,3 *м*. Дебит скважины 0,97 *л/сек* при понижении уровня воды на 0,2 *м*.

В 60 *км* восточнее Чойбалсана подземные воды в нижнемеловых отложениях вскрыты скв. 67. Водовмещающие породы представляют собой переслаивание песков, конгломератов, песчаников, разделенных горизонтами пестроцветных глин. Напорная вода в этих породах появилась на 22 *м* и установилась на 4 *м* от поверхности земли. Однако дебит скважины оказался очень небольшим — 0,22 *л/сек* при понижении уровня воды на 39 *м*. Вода пресная с сухим остатком 0,8 *г/л* и общей жесткостью 5,46 *мг-экв*. Состав воды смешанный — сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный, магниево-кальциево-натриевый.

Южнее Чойбалсана вода в нижнемеловых отложениях встречена скв. 198 в котловине оз. Улан-Нур. Водовмещающие породы представлены главным образом песками, преимущественно разнозернистыми, с прослоями глин; кроме того, здесь встречены сланцы и гравелиты. Появление воды отмечено в песках на глубине 7 *м*. Пьезометрический уровень установился на 5,8 *м* от поверхности земли. Дебит скважины 0,52 *л/сек* при снижении уровня воды на 0,75 *м*. Вода имеет сухой остаток 2,7 *г/л* и жесткость 16 *мг-экв*.

В районе Дзун-Булакского буроугольного месторождения воды в нижнемеловых отложениях, по данным Г. Я. Бородяева и В. А. Чеховского,

вскрыты на глубине 13 *м* в углях, залегающих под толщей песчано-глинистых образований третичного возраста. Уровень воды в колодце поднялся до 5—6 *м* выше первоначального. Вскрытые колодцем угли оказались сильно обводненными, колодец при откачке давал около 10 *л/сек*, причем снижения уровня практически не наблюдалось. О сильной обводненности угленосных отложений месторождения свидетельствуют и притоки воды в горные выработки второго участка, достигавшие 62,5 *л/сек* и возникшие благодаря наличию здесь, по-видимому, мощной зоны тектонического нарушения. По составу вода относится к хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатной, кальциево-натриевой. Сухой остаток ее 0,7 *г/л*, а общая жесткость 4,3 *мг-экв*.

Нижнемеловые воды, судя по данным новейших исследований, широко распространены в Тамцагской депрессии, где отложения этого возраста местами образуют очень мощные толщи, залегая под третичными и верхнемеловыми образованиями. Они представлены дзунбаинской и цаганцабской свитами, а также конгломератами шарилинской свиты.

М. В. Панащатенко и Т. В. Бугрова, основываясь на данных бокового каротажного зондирования глубоких скважин, отмечают, что в отложениях этих свит вскрыты многочисленные водоносные горизонты, приуроченные к песчаникам и реже алевролитам.

К сожалению, гидрогеологически опробованы лишь единичные скважины, что, конечно, не дает достаточного представления об условиях формирования, распределения и залегания нижнемеловых вод депрессии. Лишь исходя из данных о геологическом и тектоническом строении ее, мы можем предположить, что условия эти очень сложны и, по-видимому, приводят к весьма сложным закономерностям формирования и распределения химического состава и ресурсов подземных вод ее.

М. В. Панащатенко и Т. В. Бугрова указывают, что глубокой скв. 2-Р на Южно-Бурдэнигольской площади в юго-западной части депрессии было пройдено несколько водоносных горизонтов в верхнедзунбаинской подсвите (интервал 363—430 *м*). В разрезе той же скважины пластовые воды присутствуют в песчанике нижнедзунбаинской подсвиты на глубине 475 *м*. Воды эти напорные, причем пьезометрический уровень поднялся выше поверхности земли, и скважина самоизливалась с дебитом около 0,2 *л/сек*.

Дебит остальных глубоких скважин этого района, так же как и в других районах в пределах депрессии, не определялся.

Химический состав нижнемеловых вод Южно-Бурдэнигольской площади Тамцагской депрессии приведен в табл. 8.

Из табл. 8 видно, что эти воды относятся к слабо минерализованным, с сухим остатком от 1,4 до 3,4 *г/л*. Характерно, что по составу все они являются хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми с весьма умеренной жесткостью. Сравнение степени минерализации и состава этих вод с минерализацией и составом развитых в данном районе и залегающих выше подземных вод третичных отложений, показывает, что описываемые воды в целом отличаются от третичных вод меньшей минерализацией и другим составом.

Причина такой гидрохимической инверсии объясняется, по-видимому, особенностями тектонического строения описываемого участка, характером засоления пород и некоторыми другими факторами, что более подробно мы рассмотрим в разделе о формировании химического состава подземных вод.

Южнее Тамцагской депрессии нижнемеловые водоносные отложения установлены в межгорной котловине, находящейся с юго-восточной стороны хр. Нукут-Дабан. Их изучал здесь П. Н. Шпанов при разведке буроугольного месторождения Баин-Цогто. Водовмещающие породы литологически представляют собой чередование песчаников и углей, среди которых редко встречаются прослои глинистых сланцев. Подземная вода залегает в них на глубине 5—13 *м* и обладает небольшим напором. Приток воды в горные выработки при разработке месторождения составлял 14 *л/сек*. Содержание

Таблица 8

Химический состав подземных вод нижнемеловых отложений Тамцагской депрессии

№ скважины	Глубина залегания водоносного горизонта, м	Дата взятия пробы воды	Сухой остаток, г/л	Жесткость общая, мг-экв	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации							Микрокомпоненты	Коэффициенты			
						$K^+ + Na^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	J	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Na - r\,Cl}{r\,SO_4}$	$\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Ca}{r\,Mg}$
1-Р	363—475	30/XII 1957 г.	1,456	2,60	мг/л	567	15	28	369	152	—	—	Нет	—	—	—	—
					мг-экв/л	24,66	1,20	1,40	10,40	3,16	—	13,70	»	2,37	4,51	0,30	1,17
					% экв.	91	4	5	37	13	—	50	»	—	—	—	—
2-Р	1100	10/XII 1957 г.	3,328	3,70	мг/л	994	38	12	496	252	—	—	Не опред.	—	—	—	—
					мг-экв/л	43,25	3,10	0,60	14,0	5,25	—	27,7	То же	3,09	5,57	0,38	0,19
					% экв.	92	7	1	30	11	—	59	»	—	—	—	—
2-Р	1130	10/XII 1957 г.	3,248	4,10	мг/л	957	43	12	436	243	—	—	»	—	—	—	—
					мг-экв/л	41,64	3,50	0,60	12,27	5,07	—	28,4	»	3,38	5,78	0,41	0,17
					% экв.	91	8	1	27	11	—	62	»	—	—	—	—
2-Р	1157	18/XII 1957 г.	3,318	5,90	мг/л	888	62	16	496	298	1482	—	»	—	—	—	—
					мг-экв/л	38,60	5,10	0,80	14,00	6,20	24,30		»	2,76	3,97	0,43	0,16
					% экв.	87	11	2	31	14	55		»	—	—	—	—
3-Р	725	—	3,300	2,60	мг/л	1153	12	33	601	842	—	—	Нет	—	—	—	—
					мг-экв/л	50,13	1,00	1,60	16,93	17,50	—	18,3	»	2,96	1,90	1,03	1,60
					% экв.	95	2	3	32	33	—	35	»	—	—	—	—
3-Р	803	20/IX 1957 г.	2,900	5,88	мг/л	763	57	24	408	309	—	—	»	—	—	—	—
					мг-экв/л	33,17	4,68	1,20	11,51	6,44	—	21,10	»	2,88	3,36	0,56	0,26
					% экв.	85	12	3	30	16	—	54	»	—	—	—	—

сухого остатка воды по различным горизонтам колеблется от 0,46 до 1,48 *г/л*, а общая жесткость воды от 5 до 14,6 *мг-экв*.

В заключение мы дадим общую характеристику нижнемеловых вод, развитых в Восточно-Гобийской депрессии, где они изучались в связи с поисками и разведками нефтяных месторождений Дзун-Баин, Цаган-Эльс и нефтепроявлений Уха и Хамарин хурал, а также как источники водоснабжения для некоторых населенных пунктов.

При поисковых работах на нефть всех исследователей интересовал в первую очередь химический состав подземных вод как возможный показатель нефтеносности недр. Поэтому изучение нижнемеловых вод носило здесь односторонний характер и заключалось главным образом в гидрохимическом опробовании некоторых скважин, вскрывших нижнемеловые воды. Причем изучению притоков воды к скважинам, режима водоносных горизонтов, геотермике их не уделялось достаточного внимания. Поэтому в описании нижнемеловых вод данного региона приводится главным образом их химический состав, остальные вопросы освещены весьма схематично.

Указанные выше месторождения и нефтепроявления находятся в пределах крупной зоны поднятий Восточно-Гобийской депрессии, известной в литературе под названием Шабагтайско-Улэгэйско-Дзун-Баинской зоны, и примыкающей к ней с юго-востока Дзун-Баинской впадины.

Дзун-Баинское нефтяное месторождение представляет собой пологую брахиантиклинальную складку, в ядре которой залегают палеозойские метаморфические образования, находящиеся на глубине от 1300 до 1700 *м*, а крылья сложены отложениями цаганцабской и дзунбаинской свит нижнего мела и сайншандинской свиты верхнего мела.

В основании цаганцабской свиты залегают конгломераты мощностью до 300 *м* с подчиненными прослоями глин. Выше находится пачка чередующихся глин, алевролитов и песчаников, преобладающих в разрезе. Мощность ее около 500 *м*. Еще выше залегает пачка туфогенных песчаников с прослоями алевролитов и глин, мощность ее около 200 *м*. Далее идет пачка глин мощностью 100 *м*. Заканчивается разрез этой свиты песчано-глинистой пачкой мощностью примерно 500 *м*, состоящей из чередующихся песчаников, глин и алевролитов.

Дзунбаинская свита мощностью до 120 *м* в основании представлена чередованием глин, песчаников, аргиллитов и битуминозных сланцев с большим количеством тонких прослоев мергелей, известняков и доломитов. Выше находится песчано-глинистая пачка песчаников с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов и карбонатных пород, а еще выше — глинистая пачка. Верхняя часть этой свиты (зеленовато-серая подсвита) состоит из песчаников, алевролитов, карбонатных пород, глин, песков, бурых углей.

Северо-западное крыло брахиантиклинали по крупному продольному разлому опущено относительно сводовой части ее на 500—600 *м*. Дзун-Баинская складка, кроме продольного разлома, нарушена рядом поперечных тектонических сбросов и сдвигов с амплитудой подвижек от первых десятков до 100—150 *м*.

Эта мощная толща нижнемеловых пород содержит множество водоносных горизонтов, некоторые из них, по-видимому, достаточно хорошо изолированы и отличаются от других своим режимом, химическим составом и условиями питания.

Подземные воды дзунбаинской и цаганцабской свит относятся к законтурным водам или к глубоко залегающим водоносным горизонтам. В. И. Браташ указывает, что на 1953 г. в цаганцабской свите было установлено и испытано около 30 водоносных горизонтов, а в нижнедзунбаинской подсвите в интервале нижних 400 *м* разреза опробовано шесть водоносных горизонтов. В настоящее время количество опробованных водоносных горизонтов несколько увеличилось.

По данным этих исследований дебит скважин варьирует от 0,01 до 0,045 *л/сек*, достигая иногда (скв. Р-7) 0,2 *л/сек*, а в скв. Р-22 (при опробовании водоносного горизонта на глубине 1360—1363 *м*) — 0,4 *л/сек*. Однако из-за несовершенства методики опробования глубоко залегающих водоносных горизонтов и конструкций скважин приведенные дебиты, по-видимому, очень занижены. Пластовое давление довольно высокое и достигает 82 *кГ/см*^{2}. Геотермическая ступень на месторождении пониженная и составляет 16—18 *м* на 1° С повышения температуры.

Данные о химическом составе нижнемеловых вод Дзун-Баинской структуры приводятся в табл. 9.

Из табл. 9 видно, что большинство анализов характеризуют нижнемеловые воды описываемой структуры как высокоминерализованные с максимальной концентрацией солей 71 *г/л*, что почти в 2 раза превышает концентрацию солей в океанической воде. Наиболее распространена минерализация воды 20—30 *г/л*. Установить какую-либо закономерность в увеличении или в уменьшении минерализации воды в пределах опробованных интервалов глубин не представляется возможным. Наблюдаются случаи, когда минерализация воды в более глубоко залегающих водоносных горизонтах (скв. 2 и 3) меньше, чем в водоносных горизонтах, залегающих более высоко (скв. 4 и 4-оц).

Все высокоминерализованные воды описываемой структуры относятся к типу хлор-натриевых, в которых отношение иона натрия к иону хлора равно или близко единице. В скв. 4 встречены типичные хлор-кальциевые воды, где это отношение для разных интервалов глубин изменяется от 0,08 до 0,06. Формула таких вод следующая (для интервала опробования 478—484 *м*):

$$M_{27,4}\ \frac{Cl_{96}}{Ca_{89}\,(Na+K)_8}\ .$$

В высокоминерализованных водах установлено незначительное количество иода, по-видимому, присутствует бром, но анализы его не выполнялись; кроме того, спектральным анализом в некоторых пробах определены Mn, Ti, Sr, Ba, Ge.

Помимо высокоминерализованных вод, рядом скважин в пределах Дзун-Баинской структуры вскрыты слабо минерализованные, солоноватые воды с сухим остатком преимущественно до 3—4 *г/л*. Таковы, например, воды из скв. 13, 26, 58, 69, 109, 110, 112, 186, 307 и 310. Они залегают на глубинах до 700—750 *м*. По составу это гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые, хлоридно-сульфатные натриево-магниево-кальциевые или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые (содовые) воды.

Формирование подобных вод связано, видимо, с особенностями тектонического строения месторождения, в частности, с обилием на месторождении дизъюнктивных нарушений, через которые вероятнее всего происходит питание водоносных горизонтов атмосферными осадками и их опреснение.

Ухинская структура находится северо-восточнее Дзун-Баинской. Для изучения структуры и поисков нефти в ней в различное время было пробурено 13 скважин глубиной до 1365 *м*. Этими работами установлено, что основание структуры составляют высокометаморфизованные образования нижнего палеозоя или докембрия, выше которых находятся отложения нижнего и верхнего мела. Отложения цаганцабской свиты нижнего мела представляют собой переслаивание глин, аргиллитов, алевролитов, туфогенных песчаников и карбонатных пород суммарной мощностью около 1000 *м*. В дзунбаинской свите наблюдаются те же горизонты, что и в пределах Дзун-Баинского месторождения, но мощность их здесь значительно сокращена.

Ухинская структура также представляет собой брахиантиклинальную складку северо-восточного простирания. Северо-западное крыло ее крутое и осложнено сбросом, южное — пологое со спокойным залеганием пород.

Химический состав подземных вод

№ скважины	Глубина залегания водоносного горизонта, *м*	Глубина взятия пробы воды (в *м*) и дата взятия	Сухой остаток, *г/л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Форма выражения анализа	Компоненты			
						$K^+ + Na^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	NH_4^+
2	1005	13/IV 1949 г.	19,399	11,44	*мг/л*	7 383	130	60	9
					мг-экв/л	321,01	6,47	4,97	0,49
					% экв.	96	2	2	—
2	1024	13/IV 1949 г.	19,000	9,95	*мг/л*	7 262	120	48	9
					мг-экв/л	315,92	5,97	3,98	0,49
					% экв.	97	2	1	—
3	966—967	20/V 1949 г.	20,898	5,21	*мг/л*	8 016	82	14	4,5
					мг-экв/л	348,54	4,09	1,12	0,25
					% экв.	99	1	—	—
3	980—1006	IV 1949 г.	19,810	0,70	*мг/л*	6 934	12	2	—
					мг-экв/л	301,52	0,58	0,12	—
					% экв.	100	—	—	—
4	478—484	27/IV 1949 г.	27,360	446,29	*мг/л*	907	8 680	160	29
					мг-экв/л	39,46	433,10	13,19	1,61
					% экв.	8	89	3	—
4	493—496	16/IV 1949 г.	26,470	442,09	*мг/л*	648	8 630	139	29
					мг-экв/л	28,19	430,66	11,43	1,61
					% экв.	6	91	3	—
2-оц	719—728	30/IV 1956 г.	19,180	3,70	*мг/л*	7 515	60	8	—
					мг-экв/л	326,74	3,00	0,7	—
					% экв.	99	1	—	—
4-оц	823—831	670 18/IX 1956 г.	46,012	42,30	*мг/л*	16 821	587	158	—
					мг-экв/л	731,33	29,30	13,00	—
					% экв.	95	4	1	—
4-оц	823—831	820 15/VI 1956 г.	46,060	31,00	*мг/л*	14 300	445	107	—
					мг-экв/л	621,84	22,20	8,80	—
					% экв.	95	4	1	—
7	775—771	17/VII 1949 г.	18,680	5,31	*мг/л*	7 275	79	17	4
					мг-экв/л	316,30	3,95	1,36	0,25
					% экв.	99	1	—	—
7	793—797	29/VI 1949 г.	18,241	0,62	*мг/л*	6 633	5,0	4	4
					мг-экв/л	288,41	0,25	0,37	0,25
					% экв.	100	—	—	—
7	811—813	15/VI 1949 г.	17,092	3,91	*мг/л*	6 733	56	14	4
					мг-экв/л	292,74	2,79	1,12	0,25
					% экв.	99	1	—	—
13	734—740	14/VIII 1950 г.	1,430	5,66	*мг/л*	358	84	18	8
					мг-экв/л	15,58	4,18	1,48	0,47
					% экв.	72	19	7	2
26	802—806	16/VIII 1951 г.	2,160	33,52	*мг/л*	10	506	99	4
					мг-экв/л	0,44	25,35	8,17	0,25
					% экв.	1	75	24	—
58	694—695 705—707 722—725	12/II 1951 г.	1,601	19,67	*мг/л*	150	234	97	12
					мг-экв/л	6,51	11,70	7,97	0,70
					% экв.	24	43	30	3

нижнемеловых отложений Дзун-Баинской структуры

Таблица 9

минерализации				Микрокомпоненты		Коэффициенты				
Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	J	Br	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Cl - r\,Na}{r\,Mg}$	$\frac{r\,Na - r\,Cl}{r\,SO_4}$	$\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Ca}{r\,Mg}$
11 696	Следы	377	—	Не опред.		—	—	—	—	—
327,00	»	6,18	—	То же		0,98	1,21	—	—	1,30
98	»	2	—	»		—	—	—	—	—
11 382	»	328	—	»		—	—	—	—	—
320,98	»	5,38	—	»		0,98	1,27	—	—	1,50
98	»	2	—	»		—	—	—	—	—
12 185	7	629	—	»		—	—	—	—	—
343,62	0,14	10,31	—	»		1,01	—	35,14	0	3,66
97	—	3	—	»		—	—	—	—	—
10 499	23	—	—	Нет		—	—	—	—	—
296,07	0,47	—	5,93	»		1,02	—	11,60	0	4,84
98	—	—	2	»		—	—	—	—	—
16 504	988	—	—	Не опред.		—	—	—	—	—
465,42	20,55	—	1,39	То же		0,08	32,50	—	0,04	32,83
96	4	—	—	»		—	—	—	—	—
15 971	991	—	—	»		—	—	—	—	—
450,37	20,63	—	0,89	»		0,06	36,93	—	0,04	37,8
96	4	—	—	»		—	—	—	—	—
11 432	60	—	—	Нет	Не опред.	—	—	—	—	—
322,40	1,24	—	6,8	»	То же	1,01	—	3,50	0	4,28
98	—	—	2	»	»	—	—	—	—	—
26 570	1 024	—	—	Не опред.	»	—	—	—	—	—
749,20	21,33	—	3,10	То же	»	0,98	1,37	—	0,03	2,25
97	3	—	—	»	»	—	—	—	—	—
22 560	588	—	—	0,2	»	—	—	—	—	—
636,69	12,25	—	3,90	—	»	0,98	1,69	—	0,02	2,52
98	2	—	—	—	»	—	—	—	—	—
11 074	10	572	—	Нет	Нет	—	—	—	—	—
312,28	0,20	9,38	—	»	»	1,01	—	20,10	0	2,91
97	—	3	—	»	»	—	—	—	—	—
9 989	23	—	—	»	»	—	—	—	—	—
281,69	0,48	—	7,11	»	»	1,02	—	14,00	0	0,68
97	—	—	3	Следы	»	—	—	—	—	—
10 233	18	520	—	Не опред.		—	—	—	—	—
288,00	0,38	8,52	—	То же		1,02	—	12,48	0,13	2,49
97	—	3	—	»		—	—	—	—	—
343	358	—	—	»		—	—	—	—	—
9,65	7,46	—	4,6	»		1,61	—	0,80	0,77	2,83
44	34	—	22	»		—	—	—	—	—
300	1 083	194	—	»		—	—	—	—	—
8,44	22,55	3,17	—	»		0,05	0,98	—	2,67	3,10
25	66	9	—	»		—	—	—	—	—
320	686	—	—	»		—	—	—	—	—
9,00	14,28	—	3,6	»		0,72	0,31	—	1,59	1,47
34	53	—	13	»		—	—	—	—	—

Продолжение табл. 9

№ скважины	Глубина залегания водоносного горизонта, м	Глубина взятия пробы воды (в м) и дата взятия	Сухой остаток, г/л	Жесткость общая, мг-экв	Форма выражения анализа	Компоненты				Компоненты минерализации				Микрокомпоненты		Коэффициенты				
						$K^+ + Na^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	NH_4^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	J	Br	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Cl - r\,Na}{r\,Mg}$	$\frac{r\,Na - r\,Cl}{r\,SO_4}$	$\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Ca}{r\,Mg}$
58	679—675	13/II 1951 г.	1,240	11,53	*мг/л*	108	168	38	8,9	245	355	—	—	Не опред.		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	4,68	8,36	3,15	0,49	7,00	7,40	—	2,3	То же		0,67	0,74	—	1,06	2,66
					% экв.	28	50	19	3	42	45	—	13	»		—	—	—	—	—
69	722—729	27/III 1957 г.	1,885	10,74	*мг/л*	416	143	40	11	369	470	—	—	»		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	18,11	7,16	3,28	0,59	10,41	9,79	—	8,94	»		1,74	—	0,79	0,94	2,18
					% экв.	62	25	11	2	35	34	—	31	»		—	—	—	—	—
78	ТПК	674 28/VIII 1956 г.	9,695	18,50	*мг/л*	4 915	361	6,1	—	2 837	66	—	—	»		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	213,68	18,00	0,50	—	80,00	1,38	—	150,80	»		2,67	—	96,8	0,02	36,0
					% экв.	92	8	—	—	35	—	—	65	»		—	—	—	—	—
78	683—690	28/VIII 1956 г.	10,829	12,45	*мг/л*	5 985	234	9	—	3 262	87	—	—	»		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	260,21	11,70	0,75	—	92,00	1,81	—	178,85	»		2,83	—	92,93	0,02	15,60
					% экв.	96	4	—	—	33	1	—	66	»		—	—	—	—	—
109	672—676	25/VI 1951 г.	1,459	3,20	*мг/л*	455	50	8	—	255	561	244	—	»		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	19,80	2,50	0,70	—	7,20	11,80	4,00	—	»		2,75	—	1,07	1,64	3,57
					% экв.	86	11	3	—	31	51	18	—	»		—	—	—	—	—
110	673—677	19/XI 1951 г.	0,681	11,91	*мг/л*	10	188	30	6	253	39	290	—	»		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	0,43	9,41	2,50	0,38	7,14	0,82	4,76	—	»		0,06	2,68	—	0,11	3,77
					% экв.	3	74	20	3	56	6	38	—	»		—	—	—	—	—
112	710—711 715—716 720—723	4/XII 1951 г.	0,742	11,74	*мг/л*	51	180	32	4	256	4	424	—	»		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	2,22	9,12	2,62	0,25	7,2	0,09	6,92	—	»		0,29	1,90	—	0,01	3,48
					% экв.	15	65	18	9	51	—	49	—	»		—	—	—	—	—
137	Нет свед.	3/X 1957 г.	21,018	7,20	*мг/л*	7 762	124	12,0	—	11 985	29	372	—	Нет	Не опред.	—	—	—	—	—
					мг-экв/л	337,51	6,20	1,0	—	338,00	0,61	6,10	—	»	То же	1,00	0,49	—	0	6,20 *
					% экв.	98	2	—	—	98	—	2	—	»	»	—	—	—	—	—
186	685—709,8	4/XII 1950 г.	3,860	7,00	*мг/л*	1 698	96	27	—	362	1 628	—	—	Не опред.		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	73,86	4,80	2,20	—	10,18	33,91	—	36,77	То же		7,24	—	1,88	3,33	2,18
					% экв.	91	6	3	—	12	43	—	45	»		—	—	—	—	—
307	787—791	29/I 1952 г.	3,511	3,09	*мг/л*	1 576	58	2	10	255	132	—	—	»		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	68,51	2,90	0,19	0,55	7,17	2,74	—	62,24	»		9,55	—	22,39	0,38	15,26
					% экв.	95	4	—	1	10	4	—	86	»		—	—	—	—	—
310	795—803	4/V 1952 г.	2,216	30,24	*мг/л*	198	560	28	1,9	989	409	152	—	»		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	8,60	27,94	2,3	0,1	27,89	8,54	2,5	—	»		0,31	8,38	—	0,31	12,15
					% экв.	22	72	6	—	72	22	6	—	»		—	—	—	—	—
317		5/IV 1958 г.	71,125	102,38	*мг/л*	25 087	1 595	277	—	42 268	11	55	—	0,03	Не опред.	0,92	—	—	—	—
					мг-экв/л	1090,75	79,60	22,78	—	1192,0	0,23	0,90	—	Не опред.		0,92	4,44	—	0	3,49 **
					% экв.	91	7	2	—	100	—	—	—	То же		—	—	—	—	—
399		180 22/X 1956 г.	38,602	122,00	*мг/л*	11 983	1 783	401	—	22 127	840	91,5	—	»		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	521,00	89,00	33,00	—	624,00	17,5	1,50	—	»		0,83	3,12	—	0,03	2,70
					% экв.	81	14	5	—	97	3	—	—	»		—	—	—	—	—
409	270—280	17/X 1956 г.	8,100	127,64	*мг/л*	139	1 420	690	15	356	5 900	—	—	»		—	—	—	—	—
					мг-экв/л	6,06	70,90	56,74	0,83	10,03	123,00	—	1,50	»		0,60	0,07	—	12,26	1,25
					% экв.	4	53	42	1	7	92	—	1	»		—	—	—	—	—

* Спектральным анализом установлены Mn, Ti, Sr, Ba, есть Li.
** Спектральным анализом определены Mn, Ti, Sr, Ba, Ge; есть Li.

Описание подземных вод трещинно-пластового типа в нижнемеловых отложениях этой структуры впервые дали Д. Ф. Быковских, В. В. Дельнов и А. Ф. Мушников в 1941 г. Подземные воды были вскрыты колонковыми скважинами в песчаниках на глубине 316—324 и 443—449 *м*. Дебит скважин оказался очень незначительным — 0,008—0,2 *л/сек*. В последующем водопроявления были отмечены в большинстве других скважин, однако обводненность пород не изучалась. Химический состав подземных вод, вскрытых некоторыми скважинами, приводится в табл. 10.

Как видно из табл. 10, нижнемеловые воды описываемой структуры характеризуются в целом высокой минерализацией. Минимальная минерализация 7 *г/л* при общей жесткости воды 4,36 *мг-экв* наблюдается здесь в скв. 7. Эта вода по составу гидрокарбонатно-хлоридно-натриевая. Однако в скв. 3-к примерно на той же глубине встречены высокоминерализованные воды с сухим остатком 21,4 *г/л* и общей жесткостью 38,78 *мг-экв*. Состав воды сульфатно-хлоридный, щелочноземельно-натриевый. Еще более высокая минерализация воды, взятой из скв. К-2 и 9. В первой скважине вода хлоридно-натриевая, а во второй кальциево-натриево-хлоридная, формирующаяся в условиях затрудненного водообмена. В воде скв. К-2 присутствуют следы иода и 61 *мг/л* брома. Интересно, что отношение хлора к брому в этой воде равно 340, т. е. близко отношению названных элементов в морской воде, хотя эти воды с морскими осадками никак не связаны. Помимо иода и брома, в данных водах установлено значительное количество аммиака.

Хамаринхуральская структура находится еще далее на северо-восток и также представляет собой брахиантиклинальную складку северо-восточного простирания. Нижнемеловые отложения выходят здесь только в ядре складки. Северо-западное крыло структуры крутое и осложнено крупным продольным сбросом с амплитудой около 150—200 *м* и рядом поперечных нарушений, меньших по размерам. Юго-восточное крыло тектонически спокойное. В своде складки, так же как и на Дзун-Баинском месторождении, находятся линейно вытянутые поднятия метаморфического палеозоя и интрузивных пород. Отложения цаганцабской и дзунбаинской свит примерно такого же состава, что и на Дзун-Баинском месторождении. На этой структуре для изучения ее нефтеносности пройдено более десяти скважин глубиною от 910 до 1198 *м*. К сожалению, гидрохимически опробована лишь одна скв. 1, в которой в интервале 1084—1184 *м* с различных глубин было отобрано восемь проб. Анализы их (табл. 11) показали, что на указанных глубинах находятся достаточно минерализованные воды с сухим остатком около 12—13 *г/л* и общей жесткостью от 24 до 53,9 *мг-экв*. По составу они являются гидрокарбонатно-хлоридными или хлоридными кальциево-натриевыми.

Структура Цаган-Эльс (Глинкинская) находится в пределах Дзун-Баинской впадины, в 25—30 *км* на юго-юго-запад от Дзун-Баинского нефтяного месторождения. Впадина сложена палеозойскими, цаганцабскими, дзунбаинскими и верхнемеловыми отложениями.

Палеозойские отложения представлены метаморфическими песчанико-сланцевыми образованиями. На их размытой поверхности залегают цаганцабские отложения, состоящие главным образом из глин, изредка с прослоями песчаников. Мощность отложений 200—300 *м*.

Дзунбаинские отложения в нижней части также представлены в основном глинистыми породами, а в верхней преимущественно мелкозернистыми песчаниками. Мощность отложений в различных частях структуры от 200 до 500 *м*. Строение структуры асимметричное. Северо-западное крыло ее падает под углом 15—20°, а юго-восточное — 8—10°. Здесь в связи с поисковыми работами на нефть пробурено значительное количество скважин, но гидрохимически опробованы лишь скв. 1, 3, 7 и 10. Данные анализов химического состава вскрытых нижнемеловых вод приводятся в табл. 12.

Таблица 10

Химический состав подземных вод нижнемеловых отложений Ухинской структуры

№ скважины	Глубина залегания водоносного горизонта, м	Глубина взятия пробы воды (в м) и дата взятия	Сухой остаток, г/л	Жесткость общая, мг-экв	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации								Микрокомпоненты		Коэффициенты					
						NH_4^+	$K^+ + Na^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	J	Br	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{r\,Cl - r\,Na}{r\,Mg}$	$\frac{r\,Na - r\,Cl}{r\,SO_4}$	$\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Ca}{r\,Mg}$
К-2	443—449	23/VIII 1941 г.	34,006	7,87	*мг/л*	22	13 000	Нет	158	20 735	32	114	—	Следы	61	—	339,9	—	—	—	—
					мг-экв/л	1,22	578,45	»	7,87	584,78	0,66	1,87	—	»	—	0,99	—	—	—	0	—
					% экв.	—	99	»	1	99,5	—	0,5	—	»	—	—	—	—	—	—	—
К-3	316—324	IX 1941 г.	21,422	38,78	*мг/л*	22,4	7 425	138	550	11,624	1 611	103	—	Не опред.	Есть	—	—	—	—	—	—
					мг-экв/л	1,23	322,98	11,35	27,43	327,81	33,52	1,69	—	То же	»	0,98	—	0,43	—	0,10	2,42
					% экв.	—	89	3	8	91	9	—	—	»		—	—	—	—	—	—
7	330—336	10/X 1952 г.	7,000	4,36	*мг/л*	—	2 534	9	74	3 408	186	—	—	Не опред.		—	—	—	—	—	—
					мг-экв/л	0,05	110,16	0,70	3,66	96,00	3,90	—	14,60	То же		1,15	—	—	3,63	0,04	5,22
					% экв.	—	97	—	3	83	4	—	13	»		—	—	—	—	—	—
9	350—353, 360—364,5	360, 29/IX 1956 г.	33,162	62,10	*мг/л*	Нет	10 927	36	1184	18 940	55	—	—	»		—	—	—	—	—	—
					мг-экв/л	»	475,24	3,00	59,10	534,0	1,14	—	2,20	»		0,89	—	19,59	—	0	19,70
					% экв.	»	89	—	11	100	—	—	—	»		—	—	—	—	—	—
12	498—501, 530—531, 533—534, 535—536, 539—540, 562—564, 674—676, 679—683	696, 18/XI 1956 г.	17,206	18,70	*мг/л*	»	6 270	29	327	10 240	32	—	—	»		—	—	—	—	—	—
					мг-экв/л	»	272,76	2,40	16,30	288,8	0,66	—	2,20	»		0,94	—	6,68	—	0	6,79
					% экв.	»	93	1	6	100	—	—	—	»		—	—	—	—	—	—

Таблица 11

Химический состав подземных вод нижнемеловых отложений Хамаринхуральской структуры
(по скв. 1)

Глубина залегания водоносного горизонта, *м*	Глубина, взятия пробы воды (в *м*) и дата взятия	Сухой остаток, *г/л*	Жесткость общая, *мг-экв*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации							Коэффициенты			
					$K^+ + Na^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Cl - r\,Na}{r\,Mg}$	$\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Ca}{r\,Mg}$
1084—1092	892, 7/I 1957 г.	13,810	59,90	*мг/л*	4293	15	1176	7149	65	—	—	—	—	—	—
				мг-экв/л	186,65	1,20	58,70	201,6	1,35	—	43,6	0,93	12,45	0,07	48,90
				% экв.	75	1	24	81	1	—	18	—	—	—	—
1084—1092	764, 7/I 1957 г.	12,850	55,00	*мг/л*	3992	16	1076	6525	57	—	—	—	—	—	—
				мг-экв/л	173,57	1,30	53,70	184,00	1,17	—	43,4	0,94	8,02	0,01	41,31
				% экв.	76	1	23	80	1	—	19	—	—	—	—
1101,5—1106	С устья, 7/XII 1956 г.	12,486	25,10	*мг/л*	4198	11	484	7119	121	—	—	—	—	—	—
				мг-экв/л	180,63	0,90	24,20	200,60	2,53	—	2,6	0,90	22,10	0,01	26,90
				% экв.	88	1	11	97	1	—	2	—	—	—	—
1122—1125,5	С устья, 19/XI 1956 г.	13,714	25,50	*мг/л*	4643	15	487	8014	38	—	—	—	—	—	—
				мг-экв/л	201,9	1,20	24,3	226	0,8	—	0,2	0,89	20,01	0	20,03
				% экв.	89	1	10	99	1	—	—	—	—	—	—
1122—1125,5	900, 16/XI 1956 г.	13,511	33,90	*мг/л*	4735	17	651	8184	75,85	—	—	—	—	—	—
				мг-экв/л	205,88	1,40	32,50	270,80	1,58	—	7,4	0,76	46,37	0,01	23,20
				% экв.	86	1	13	96	1	—	3	—	—	—	—
1135—1136,5	С устья, 3/XI 1956 г.	13,076	24,80	*мг/л*	4636	13	475	7914	119	42,7	—	—	—	—	—
				мг-экв/л	201,58	1,10	23,70	223,2	2,48	0,7	—	0,90	19,65	0,01	21,55
				% экв.	88	1	11	99	1	—	—	—	—	—	—
1139—1140 1148—1152 1148—1152	С устья, 1/XI 1956 г.	12,714	24,80	*мг/л*	4270	13	475	7546	21	—	—	—	—	—	—
				мг-экв/л	190,04	1,10	23,70	212,8	0,44	—	1,6	0,89	20,68	0	21,55
				% экв.	89		11	100	—	—	—	—	—	—	—
1172—1176 1179—1184	С устья, 12/X 1956 г.	12,900	24,00	*мг/л*	4408	10	465	7581	22	85	—	—	—	—	—
				мг-экв/л	191,65	0,8	23,20	213,8	0,45	1,4	—	0,90	27,69	0	29,00
				% экв.	89		11	99	—	1	—	—	—	—	—

Как видно из табл. 12, воды нижнемеловых отложений описываемой структуры по сравнению с подобными водами других структур характеризуются максимальной минерализацией, достигающей 114,9 *г/л*. Формула этих вод

$$M_{114}\frac{Cl_{98}}{(K+Na)_{86}Ca_9Mg_5}.$$

Воды хлоридные, кальциево-натриевые, типичны для зоны застойного режима. Однако наряду с высокоминерализованными водами в скв. 1 в горизонте, залегающем на глубине 1324—1328 *м*, вскрыты относительно слабо минерализованные воды с сухим остатком от 2,8 до 10 *г/л*. Формула этих вод для пробы, поднятой с глубины 1050 *м*, следующая:

$$M_{10}\frac{Cl_{88}(HCO_3+CO_3)_9}{(K+Na)_{86}Ca_{14}}.$$

В скв. 7 в водоносном горизонте, залегающем на глубине 1109—1319 *м*, при неизменном хлоридном кальциево-натриевом составе воды в пределах указанного интервала наблюдается постепенное увеличение минерализации, достигающее в конце интервала 52,3 *г/л*, против первоначальных 42 *г/л*, а затем наблюдается снижение минерализации до 30 *г/л*, продолжающееся до 1581 *м*.

В скв. 10 минерализация воды с глубиной увеличивается с 24 до 65 *г/л*. Формула этих вод следующая:

$$M_{65}\frac{Cl_{100}}{(K+Na)_{88}Ca_{12}}.$$

Вода является хлоридной, кальциево-натриевой. Из микрокомпонентов в описываемых водах определены в незначительном количестве йод, бор, литий, барий, стронций, бром, т. е. все компоненты, известные в подземных водах нефтяных месторождений и глубоких платформенных прогибов, осадки которых накапливались в морских бассейнах.

Подземные воды в нижнемеловых отложениях Восточно-Гобийской депрессии вскрыты также в районе Сайн-Шанда, в Дзамын-Удэнской и некоторых других котловинах. В районе Сайн-Шанда глубина скважин, вскрывших эти воды, варьирует от 11,75 до 102,6 *м*; по данным В. В. Батурина, они залегают здесь на глубине 3,95—53,7 *м* и повсюду характеризуются небольшим напором.

Водовмещающие породы литологически представлены разнозернистыми песками, песчаниками, сланцами, конгломератами, гравелитами, среди которых наблюдаются прослои глин. Дебит скважин весьма неравномерен и в целом небольшой. Только скв. 519 имела дебит 9 *л/сек* при понижении уровня воды на 2 *м*, остальные скважины дают до 1—2 *л/сек*. Сухой остаток воды изменяется от 1 до 8 *г/л*.

Дзамын-Удэнская котловина, по данным С. Н. Алексейчика и А. Я. Стефаненко, представляет собой крупный грабен северо-восточного простирания, обрамленный с северо-запада и юго-востока горстовыми массивами, сложенными метаморфическими породами палеозоя и гранитами. В пос. Дзамын-Удэ и его окрестностях пройдено около десяти скважин на воду. Некоторые из них имеют глубину более 180 *м*. Вода вскрыта в песчаниках и конгломератах, залегающих среди глин, на глубине от 15,6 до 62 *м*. Напор изменяется от 4 до 32 *м*. Дебиты скважин весьма непостоянны и колеблются от 0,13 до 6,1 *л/сек* при понижениях уровня до 8 *м*.

Минерализация нижнемеловых вод Дзамын-Удэнской котловины высокая и весьма непостоянная. Собственно, здесь нет ни одной скважины, которая встретила бы пресную воду. Все скважины встретили солоноватую воду с минерализацией до 5 *г/л* и общей жесткостью свыше 26 *мг-экв*. Вода преимущественно хлоридно-сульфатная или сульфатно-хлоридная, щелочно-

Таблица 12

Химический состав подземных вод нижне-

№ скважины	Глубина залегания водоносного горизонта, м	Глубина взятия пробы воды (в м) и дата взятия	Сухой остаток, г/л	Жесткость общая, мг-экв	Форма выражения анализа	Компоненты мине			
						$K^+ + Na^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-
1	1324—1328	340, 1/VI 1955 г.	2,820	15,32	*мг/л*	1232	16	281	1099
					мг-экв/л	53,57	1,32	14,0	31,00
					% экв.	78	2	20	45
1	1324—1328	896, 16/IX 1955 г.	4,428	15,30	*мг/л*	1610	10	291	2163
					мг-экв/л	70,05	0,80	14,50	61,00
					% экв.	82	1	17	72
1	1324—1328	1050, 17/IX 1955 г.	9,980	22,10	*мг/л*	3070	5	435	4787
					мг-экв/л	133,51	0,4	21,70	135,00
					% экв.	86	—	14	88
1	1334—1337	22/III, 1955 г.	114,880	260,0	*мг/л*	37 497	1060	3463	65 601
					мг-экв/л	1630,31	87,20	172,80	1850,00
					% экв.	86	5	9	98
3	Нет свед.	22/III, 1958 г.	5,520	2,70	*мг/л*	1994	16	28	2544
					мг-экв/л	86,68	1,30	1,40	71.73
					% экв.	97	1	2	80
7	1109—1296	1236, 4/IV 1960 г.	42,202	48,5	*мг/л*	14 469	54	884	23 758
					мг-экв/л	629,1	4,4	44,1	670
					% экв.	93	1	6	99
7	1209—1296	1295, 9/III 1960 г.	47,854	64,3	*мг/л*	16 507	19	1256	27 304
					мг-экв/л	717,7	1,6	62,7	770
					% экв.	92		8	99
7	1319—1296	1295, 19/III 1960 г.	52,714	76,3	*мг/л*	177 763	46	1453	29 716
					мг-экв/л	772,3	3,8	72,5	838
					% экв.	91	—	9	99
7	1319—1581,5	1020, 7/II 1960 г.	38,234	30,9	*мг/л*	13 697	19	587	21 861
					мг-экв/л	598,5	1,6	29,3	616,5
					% экв.	95	—	5	99
7	1418—1581,5	1400, 28/I 1960 г.	29,984	31,1	*мг/л*	10 787	6	613	17 322
					мг-экв/л	469,3	0,5	30,6	488,5
					% экв.	94	—	6	98
10	1590—1593	1205, 18/IX 1956 г.	24,202	34,1	*мг/л*	7964	24	643	13 190
					мг-экв/л	346,4	2,0	32,1	372,0
					% экв.	92	—	8	98
10	1590—1593	1350, 21/IX 1956 г.	31,045	42,2	*мг/л*	10 907	18	816	17 940
					мг-экв/л	474,45	1,5	40,7	560,0
					% экв.	92	—	8	98
10	1565—1604	1500, 10/III 1960 г.	65,124	145,0	*мг/л*	20 564	298	2415	36 701
					мг-экв/л	894.09	24,5	120,5	1035,0
					% экв.	86	2	12	100

меловых отложений структуры Цаган-Эльс

ализации			Микрокомпоненты				Коэффициенты				
SO_4^{2-}	HCO_3^-	$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	J	Br	B	Li	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Cl-r\,Na}{r\,Mg}$	$\frac{r\,Na-r\,Cl}{r\,SO_4}$	$\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Ca}{r\,Mg}$
91	—	—	Не опред.				—	—	—	—	—
1,89	—	36,00	То же				1,79	—	11,95	0,06	10,60
3	—	52	»				—	—	—	—	—
209	—	—	»				—	—	—	—	—
4,35	—	20,0	»				1,15	—	2,08	0,07	18,12
5	—	23	»				—	—	—	—	—
260	—	—	»				—	—	—	—	—
5,41	—	15,2	»				0,99	3,72	—	0,04	54,25
3	—	9	»				—	—	—	—	—
1815	153	—	40	—	—	—	—	—	—	—	—
37,81	2,50	—	—	—	—	—	6,88	2,52	—	0,02	1,98
2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
473	—	—	Не опред.								
9,85	—	7,8	То же				1,21	—	1,52	0,14	1,08
11	—	9	»								
222	—	—	»				—	—	—	—	—
4,6	—	3,0	»				0,94	9,3	—	0,007	10,0
1	—	—	»				—	—	—	—	—
136	—	—	3	119	2	1,5	—	—	—	—	—
2,8	—	9,2	—	—	—	—	0,93	32,5	—	0,004	39,2
—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
119	—	—	Не опред.				—	—	—	—	—
2,4	—	8,2	То же				0,92	17,4	—	0,003	19,1
—	—	1	»				—	—	—	—	—
213	—	—	»				—	—	—	—	—
4,4	—	5,5	»				0,96	13,1	—	0,007	18,3
1	—	—	»				—	—	—	—	—
332	—	—	»				—	—	—	—	—
6,9	—	5	»				0,96	38,4	—	0,014	61,3
2	—	—	»				—	—	—	—	—
236	—	—	»				—	—	—	—	—
4,91	—	3,6	»				0,93	12,8	—	0,013	16,0
2	—	—	»				—	—	—	—	—
209	—	—	»				—	—	—	—	—
4,35	—	6,3	»				0,94	21,0	—	0,009	27,1
1	—	1	»				—	—	—	—	—
28	—	—	»				—	—	—	—	—
0,59	—	3,5	»				0,86	5,7	—	0,001	4,9
—	—	—	»				—	—	—	—	—

земельно-натриевая. Интересно отметить, что в скв. 528 и 527 за время кратковременной эксплуатации минерализация воды повысилась от 350 до 500 *мг/л*, а общая жесткость от 1,5 до 2 *мг-экв*, правда, состав воды не изменился.

Приведенный материал о нижнемеловых водах Востока Монголии показывает, что минерализация этих вод сравнительно высокая, особенно в зонах глубокого погружения, характеризующихся застойным режимом. В таких условиях минерализация воды достигает нескольких десятков граммов на литр, а в структуре Цаган-Эльс превышает 100 *г/л*. Этим подземные воды нижнемеловых отложений отличаются не только от верхнемеловых вод, но и от подземных вод других водоносных комплексов и гидрогеологических формаций. Лишь в артезианских бассейнах, дренирующихся современной гидрографической сетью или древними речными долинами (Улан-Баторский, Дзун-Булакский и другие бассейны), во всяком случае до уровня местного базиса стока, содержатся, как правило, пресные или редко слабо солоноватые воды.

Области питания нижнемеловых вод располагаются в пределах окружающих котловины возвышенностей, со стороны которых в них подтекают воды. В связи с тем, что нижнемеловые отложения очень часто бывают сверху покрыты глинами верхнемелового или третичного возраста, или сами представлены глинами, роль атмосферных осадков в пополнении их запасов, по-видимому, ограничена. Питание водоносных горизонтов нижнего мела за счет инфильтрации атмосферных осадков возможно лишь в местах выхода на поверхность водопроницаемых пород, а также благодаря подтоку воды из других водоносных комплексов и гидрогеологических формаций, связь с которыми, несомненно, имеется.

Степень обводненности нижнемеловых пород неравномерна. Наиболее обводнены участки, тяготеющие к горному обрамлению депрессий, где они сложены обычно грубозернистыми породами с высокими фильтрационными свойствами. Сильно обводнены на некоторых участках также угли, особенно в местах прохождения зон тектонических нарушений.

Нижнемеловые воды используются слабо и главным образом для водоснабжения небольших населенных пунктов.

Верхнемеловая водоносная толща

Верхнемеловые отложения широко распространены главным образом в южной части МНР. Водовмещающими породами являются различные по составу и цвету песчаники, местами очень плотные, местами рыхлые, переходящие в песок, конгломераты, часто щебнистые, гравелиты, алевролиты; в сайншандинской свите иногда наблюдаются покровы базальтов, андезито-базальтов и их туфов, чередующиеся с перечисленными осадочными породами. Существенным элементом разреза верхнемеловых отложений являются глины, среди которых установлены коричневато-красные, красные, серые и зеленовато-серые. Породы часто переслаиваются в вертикальном разрезе и быстро сменяются в горизонтальном направлении, вследствие чего выдержанные водоносные горизонты в них отсутствуют. Замечено, что в прибортовых частях депрессий верхнемеловые отложения содержат главным образом осадки грубозернистых фаций, которые по направлению к центральным частям депрессий постепенно сменяются тонкозернистыми.

Впервые водоносность этих отложений охарактеризовал А. А. Маккавеев, проводивший в 1932—1933 гг. поисково-разведочные работы на воду в котловине Байшинту; она расположена между горами Гурван-Сайхан на севере и Ихэ-Аргалинтэ на юге, вытянута в широком направлении и удалена от Далан-Цзадагада на запад примерно на 60—75 *км*.

Верхнемеловые отложения представлены здесь переслаивающимися песчаниками, глинами и конгломератами, которые в северной части, примыкающей к горам, падают довольно круто, а в центральной части депрессии

постепенно выполаживаются. В этом же направлении постепенно увеличивается и количество глинистого материала в отложениях. В прибортовой части котловины в пределах пьедестала они залегают на глубине 5 *м*, а далее на юг в котловину они погружаются на 178 *м*, и на их размытой поверхности здесь залегают, по-видимому, третичные отложения.

Подземный поток в этих отложениях направлен от гор к центру депрессии. В предгорной части вода залегает в рыхлых, сильно разрушенных песчаниках на глубине 42 *м*. Водоносный горизонт прослеживался до глубины 119 *м*, ниже залегают глины. Пройденная здесь скважина при кратковременной откачке имела дебит около 3 *л/сек*, но устойчивого понижения уровня при этом достичь не удалось. Коэффициент фильтрации песчаников, определенный по данным откачки, равен 57,9 *м/сутки*. Далее на юг, примерно в 7—7,5 *км* от указанной скважины, в котловине Байшинту была заложена еще одна скважина, встретившая подземную воду на глубине 151 *м*.

Верхнемеловые воды вскрыты также в краевой, северной части котловины Буха-Долан, расположенной примерно в 120 *км* на северо-восток от Далан-Цзадагада. Водовмещающие породы до глубины 37 *м* представляют собой переслаивание красных и розовых песчаников, местами гравийно-галечниковых, известковистых, с конгломератами и редко с красными глинами.

А. А. Маккавеев, принимая во внимание высокие фильтрационные свойства пород, оценивает удельный дебит скважин в 5 *л/сек*, а максимально возможный 25—30 *л/сек*. Несмотря на чрезвычайно засушливый климат описываемого района, все скважины, заложенные в котловинах Байшинту и Буха-Долан, встретили пресную подземную воду, пригодную для питьевых и технических целей. И действительно, сухой остаток воды в скважинах Байшинту не превышает 0,5 *г/л*, а в скважине Буха-Долана он еще меньше — 0,3 *г/л*.

Интересно отметить, что в скважинах, расположенных ближе к бортовой части котловины Байшинту, минерализация воды несколько меньше, чем в скважинах, удаленных от ее борта. В этих же скважинах обнаруживается некоторая зависимость минерализации воды от глубины залегания ее.

Подземные воды, залегающие ближе к дневной поверхности, обычно менее минерализованы, и наоборот. По составу это преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные натриево-щелочноземельные воды.

Обширный материал о водоносности верхнемеловых отложений накоплен в настоящее время по Чойренской депрессии, в гидрогеологических исследованиях которой в различное время принимали участие А. А. Андреев, В. И. Браташ, Б. А. Воротников и др. Здесь пройдено около 20 скважин на воду, с наибольшей глубиной до 200 *м* и наименьшей около 41 *м*.

Водовмещающие породы депрессии представляют собой переслаивание мелко- и разнозернистых песчаников, конгломератов, реже сланцев и аргиллитов. Перечисленные породы перемежаются с пестроцветными водоупорными глинами, которые в некоторых скважинах составляют основной фон разреза. Вода в верхнемеловых отложениях вскрывается здесь на глубине 7,75—111,9 *м*. Местами она свободная, грунтовая, местами напорная, артезианская. Величина напора в некоторых скважинах (скв. 1-Ф-18) достигает почти 90 *м*.

Наиболее высокую производительность — 6 *л/сек* показала скв. 513, расположенная в 38 *км* на юго-восток от пос. Чойрен. Такой же дебит у скв. 4-Б-68, но уровень воды в ней снизился более значительно. По 4 *л/сек* дали скв. 511, 509 и 551. Вместе с тем в Чойренской депрессии есть скважины с очень незначительным дебитом при больших снижениях уровня воды, а также практически безводные. К таким относятся скв. 540, 538, 537 и некоторые другие.

Минерализация воды довольно разнообразная, но в целом невысокая. Из 15 скважин, вода которых подвергалась анализам, в воде девяти скважин сухого остатка содержалось от 1 до 3 *г/л*. Наибольший сухой остаток — 2,84 *г/л* наблюдается в воде из скв. 537. По составу она относится к сульфатным кальциево-магниево-натриевым и имеет жесткость до 18,56 *мг-экв*. Состав менее минерализованных вод гидрокарбонатно-сульфатный, магниево-кальциево-натриевый, жесткость их несколько меньше, редко встречаются хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниево-натриевые воды с жесткостью около 8 *мг-экв* и еще реже гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные натриевые воды с жесткостью около 2 *мг-экв*.

Пресные подземные воды, т. е. воды с минерализацией до 1 *г/л*, относятся к смешанным подземным водам хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-магниево-натриевого или магниево-кальциево-натриевого состава с жесткостью до 6 *мг-экв*.

Далее на юг водоносные верхнемеловые породы широко распространены в Восточно-Гобийской депрессии, где они изучались на ряде участков в связи с поисками воды для водоснабжения некоторых населенных пунктов, расположенных в этом регионе.

Верхнемеловые отложения, развитые в районе Сайн-Шанда, представлены главным образом песчаниками, песками, конгломератами, реже сланцами и глинами. Для верхнемеловых пород описываемого района, как и для аналогичных отложений в других районах, характерна сильная фациальная изменчивость их по вертикали и в горизонтальном направлении. Поэтому часто бывает трудно увязать разрезы отдельных скважин, даже близко отстоящих одна от другой. Породы собраны здесь в антиклинальную складку северо-восточного простирания, в ядре которой выступают нижнемеловые отложения.

По данным В. В. Батурина, И. Н. Лукьянова, Н. А. Маринова и Н. Е. Невзорова, подземная вода находится на глубине от 15 до 86,46 *м*. Наряду со свободными водами здесь также встречаются напорные воды. Однако напор обычно небольшой — в среднем около 10 *м* и только в скв. 170 превышает 50 *м*. Наибольший дебит имели скв. 167, 168, 517 и 518. Все они пройдены в различное время на определенном участке в непосредственной близости одна от другой и отличаются лишь глубиной и конструктивными особенностями. Дебит скважин — 1,91—14 *л/сек* при снижении уровня воды от 1,3 до 6 *м*; максимально возможный дебит скважин — 25—30 *л/сек*. Коэффициент фильтрации по отдельным горизонтам водоносной толщи изменяется от 0,49 до 35 *м/сутки* и составляет в среднем 25,2 *м/сутки*. Подземный поток на описываемом участке направлен с северо-запада на юго-восток, совпадая с преобладающим падением водосодержащих пород. Остальные скважины дали несколько меньший дебит, но в целом достаточно высокий, что позволяет охарактеризовать верхнемеловые отложения этого района как достаточно обводненные.

Верхнемеловые воды вскрыты здесь не только скважинами, но и шахтными колодцами. Последние находятся в оврагах, небольших долинах и котловинообразных понижениях и вскрывают воду на глубине 3—4 *м* от поверхности земли.

Для изучения режима верхнемеловых вод в одном из колодцев, находящемся в Сайн-Шанде, В. В. Батурин в течение годичного цикла наблюдал за колебанием уровня и температуры воды. Наблюдения показали отсутствие тесной зависимости колебания уровня воды от атмосферных осадков, что исследователь объясняет удаленностью области питания для вод этих отложений, находящейся в более северных районах, откуда они пополняются и где количество осадков более чем в 2 раза больше количества осадков в районе Сайн-Шанда. Установлено, что уровень этих вод к ноябрю — февралю несколько понижается, а с марта по июнь поднимается, превышая первый примерно на 20—30 *см*.

Аналогичные результаты наблюдений получены и по скв. 168, правда, амплитуда колебаний уровня воды в ней оказалась несколько больше — 0,5—0,6 *м*.

На Хамаринхуральском участке, южнее Сайн-Шанда, вода в верхнемеловых отложениях была встречена скв. 179—181 и 183. Глубина скважин колеблется от 17 до 80,85 *м*. Как и на Сайн-Шандинском участке, водовмещающие породы представлены здесь главным образом песчаниками, различными по окраске и зернистости, чередующимися с глинами. Участок характеризуется в ряде мест очень глубоким (более 100 *м*) залеганием подземных вод и весьма невысоким дебитом скважин, что позволило отнести его к слабо обеспеченным водой, во всяком случае в пределах изученных глубин.

Подземные воды в верхнемеловых отложениях были исследованы также в районе Дзун-Баина, в 60 *км* южнее Сайн-Шанда. Для этого здесь пробурено около десяти скважин глубиною 25,8—150,5 *м*. Водовмещающие породы представлены разнозернистыми песками с галькой, мелкогалечными конгломератами, бурыми, красными, розовыми песчаниками, переслаивающимися с пластами глин. Вода залегает в них на глубине около 10 *м* и характеризуется свободным уровнем или очень небольшим напором. Наименьший дебит — 0,6 *л/сек* дает здесь скв. 184, наибольший — 1,34 *л/сек* показала скв. 185 при снижении уровней воды в скважинах на 1 *м*. Высокопроизводительны также скв. 188 и 189.

Приведенные материалы позволяют сделать вывод, что в пределах описываемого участка условия водоснабжения более благоприятны, чем на Хамаринхуральском участке. Максимально возможный дебит отдельных скважин определен здесь в 15 *л/сек*.

Все скважины на Сайн-Шандинском участке встретили пресную воду с сухим остатком от 0,34 до 0,68 *г/л* и общей жесткостью от 1,07 до 2,11 *мг-экв*. По составу это преимущественно хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные щелочноземельно-натриевые воды, содержащие гидрокарбонатного иона 66%, а натрий-иона — 90%.

В отличие от вод Сайн-Шандинского участка, воды верхнемеловых отложений Хамаринхуральского участка имеют более высокую минерализацию. Сухого остатка в них содержится от 0,44 до 1,42 *г/л*, а общая жесткость колеблется от 0,47 до 2,73 *мг-экв*. Состав их преимущественно хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый, причем содержание натрий-иона, как показало большинство анализов, превышает 90%.

Еще более высокая минерализация подземных вод верхнемеловых отложений в районе Дзун-Баина. Так, например, минимальная минерализация этих вод здесь 0,77 *г/л* (скв. 186), а максимальная — 2 *г/л* (скв. 182), жесткость воды по-прежнему невысокая.

Из приведенных данных видно, что минерализация подземных вод Сайн-Шандинского участка по мере движения на юг постепенно повышается и в районе Дзун-Баина эти воды становятся относительно высокоминерализованными щелочными, в которых преобладают гидрокарбонатный ион и ион натрия.

Далее на запад от Дзун-Баина, по данным В. И. Браташа, интенсивные водопроявления с переливанием воды через устья скважин наблюдались в нескольких колонковых скважинах, пробуренных в верхнемеловых отложениях в районе Улэгэя. Переливание в скв. 2-к наблюдалось с глубины 93 *м*, а в скв. 2-к-бис с глубины 96 *м*. Минерализованная вода изливалась также из скв. 7-к после ее ликвидации.

Многочисленными скважинами подземные воды в верхнемеловых отложениях были встречены на различных расстояниях от пос. Улан-Уул. Вода залегает в них на глубин от 25 до 45 *м*, напор ее в среднем 10—15 *м*. Дебит скважин колеблется от 0,44 до 8 *л/сек* при понижении уровня воды от 5,2 до 25 *м*. Водовмещающие породы представлены переслоенными

разнозернистыми и различными по окраске гравийно-галечниковыми песчаниками, разделенными горизонтами красных глин.

Пресная вода с сухим остатком от 0,4 до 0,6 *г/л* встречена здесь лишь скв. 522-А и 531. Непродолжительные наблюдения за изменением минерализации воды в скв. 531 показали, что со временем сухой остаток ее постепенно уменьшается: если в июле 1955 г. он составлял 0,51 *г/л*, то в декабре того же года он уменьшился до 0,41 *г/л*. Вместе с уменьшением содержания сухого остатка уменьшилась жесткость воды с 3 до 1,6 *мг-экв*. Вода является смешанной сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатной натриево-кальциево-магниевой. В остальных скважинах встречены высокоминерализованные воды. Особенно высокую минерализацию — 11,8 *г/л* и большую жесткость — 48,96 *мг-экв* имеет вода скв. 522. Вода хлоридно-сульфатная, кальциево-натриевая. Аналогична по составу вода из скв. № 529 и 530, но она отличается меньшей минерализацией.

Приведенные материалы свидетельствуют в целом о достаточно высокой обводненности верхнемеловых пород. Подавляющее большинство скважин дает высокую производительность, особенно в районе Сайн-Шанда, где из некоторых скважин получают до 25—30 *л/сек*.

Минерализация воды разнообразна, что объясняется главным образом неравномерной засоленностью пород и пространственным положением скважин. Вода в скважинах, расположенных в прибортовых частях депрессий, обычно слабо минерализованная, пресная. По мере удаления от обрамляющих депрессии высот минерализация воды постепенно увеличивается, меняется ее состав.

Верхнемеловые воды широко распространены в Тамцагской депрессии, где они залегают под водоносным комплексом третичных отложений. Однако скважины, пройденные в этих отложениях, гидрогеологически не опробовались, поэтому обводненность пород и состав содержащихся в них вод совершенно не освещены.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС КАЙНОЗОЙСКИХ ЭФФУЗИВОВ

Водоносный комплекс кайнозойских эффузивов достаточно широко распространен в Западном и Восточном Прихубсугулье, в Хангае, в восточном окончании хр. Нукут-Дабан и на площади между Дариганга и Югодзыром.

Водовмещающие породы комплекса представлены главным образом базальтами различного минералогического состава. Мощность их, как мы уже отмечали, непостоянна. Она максимальна в базальтовом плато Прихубсугулья и минимальна в районе Дариганги и Югодзыра.

На всех перечисленных участках базальты имеют горизонтально-покровное залегание и хорошо развитую, характерную для них, столбчатую отдельность, в совокупности образующие сложную систему взаимно пересекающихся трещин.

По наблюдениям А. Х. Иванова [55], в Восточном Прихубсугулье движущиеся по указанным трещинам подземные воды обычно выступают в виде многочисленных родников в основании террасовидных уступов на склоне долин, прорезающих базальтовое плато. Исследователь указывает, что родники нередко располагаются целыми сериями по линиям в основании каждого уступа, местами в несколько ярусов на различной гипсометрической высоте соответственно количеству уступов в данном склоне.

Из табл. 13 видно, что дебит родников этого района, питающихся водами базальтов, довольно высок. Так, например, родник № 12, находящийся у подножья правого склона долины р. Сэбсул-Гол, имеет дебит 1,5—2 *л/сек*, а родник № 13 — 10 *л/сек*.

Совсем другая обводненность базальтов наблюдается в плато Дариганга и в хр. Нукут-Дабан. В противоположность базальтовым родникам При-

Таблица 13

Родники, питающиеся водами кайнозойских эффузивов

№ родника	Название и местонахождение родника	Дебит, *л/сек*
12	Подножие правого склона долины р. Сэбсул-Гол	1,5—2,0
13	Подножие правого склона долины р. Сэбсул-Гол	10,0
2481	В 2 *км* восточнее высоты 1385 и в 9 *км* на юго-запад от г. Юйту, в боковой долине р. Нумургин-Гол	2,8—3,9
2696	В 4,5 *км* на юго-восток от высоты 1385 на левом берегу р. Нумургин-Гол, в устье боковой долины	0,01
2706	Северный берег оз. Убур-Хурум	0,2
2707	Южный берег оз. Цайдам-Нур	0,2
2708	В 31 *км* на юго-запад от оз. Убур-Хурум	0,05
2710	В 16 *км* западнее г. Ламтын-Пуса	0,2

хубсугулья родники указанных районов характеризуются очень незначительным дебитом. По наблюдениям Н. Е. Невзорова, Н. Ф. Соловьева и А. Я. Стефаненко, в базальтовом плато Дариганга наибольший дебит — 0,2 *л/сек* имеют родники № 2706 и 2710; наименьший дебит — 0,05 *л/сек* у родника № 2708, находящегося в 31 *км* на юго-запад от оз. Убур-Хурум.

В хр. Нукут-Дабан (в бассейне р. Нумургин-Гол), по данным М. И. Александровой и Н. Л. Кудрявцевой, крайние значения дебита родников более значительны (см. табл. 13). Питание водоносных трещин базальтов осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также, по-видимому, за счет конденсации влаги из атмосферы воздуха. Инфильтрации осадков в глубокие горизонты чрезвычайно благоприятствует ровная поверхность базальтовых плато, а также сильная трещиноватость этих пород в поверхностной зоне.

Столь существенная разница в обводненности базальтов этих двух регионов, далеко отстоящих один от другого, объясняется главным образом различием их климатических условий. Район Прихубсугулья, как мы уже отмечали, характеризуется максимальным в МНР выпадением осадков, что, несомненно, влияет на обводненность пород не только описываемого комплекса, но и других. Южная часть МНР отличается недостаточным увлажнением, вследствие чего поверхностных водопроявлений здесь вообще значительно меньше, а если они и имеются, то небольших размеров.

К сожалению, несмотря на довольно широкое развитие кайнозойских плато-базальтов в МНР, в них не пройдено ни одной глубокой скважины, что позволило бы оценить обводненность глубоких горизонтов базальтовой толщи. Поэтому можно предположить, что на некоторой глубине от поверхности земли на контакте с подстилающими их третичными отложениями или более древними метаморфическими породами в базальтах на отдельных участках могут быть встречены достаточно обводненные зоны.

По внешним физическим свойствам вода базальтов прозрачная, бесцветная, без запаха. Данные о химическом составе ее из некоторых водопунктов приведены в табл. 14. Из табл. 14 видно, что и на химический состав подземных вод базальтов влияют климатические особенности отдельных регионов страны. Если в Прихубсугулье эти воды характеризуются относительно невысокой минерализацией и сульфатно-гидрокарбонатным натриево-щелочноземельным составом (родники № 12 и 13), то в пределах плато Дариганга наряду с подобными водами наблюдаются высокоминерализованные гидрокарбонатно-сульфатные и смешанные сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные, щелочно-земельно-натриевые воды, образовавшиеся в результате интенсивного испарения.

Химический состав вод

Название и № водопункта	Дата отбора пробы	Жесткость общая, *мг-экв*	pH	Сухой остаток, *г/л*	Форма выражения анализа
Родник № 12	—	12	7,1	0,337	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.
Родник № 13	—	4	6,6	0,281	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.
Родник № 2706	7/X 1943 г.	46,88	8,65	4,760	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.
Родник № 2711	7/XI 1943 г.	11,59	7,5	0,271	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.
Колодец № 2631	12/X 1943 г.	19,55	7,5	1,560	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Третичный водоносный комплекс широко распространен главным образом в восточной, западной и южной частях МНР, где он занимает большие пространства ряда межгорных понижений и многочисленных древних речных долин. Водовмещающие породы комплекса представлены преимущественно различными по окраске песчаниками, конгломератами, песками, известковыми туфами, реже мергелями, среди которых часто встречаются многочисленные пласты и прослои глин, в некоторых местах составляющие основной фон разреза.

Породы залегают обычно горизонтально или с очень пологим падением слоев, кроме участков, примыкающих к бортовым частям депрессий, где они иногда бывают круто поставлены на голову. Синклинальные структуры третичных отложений благоприятны для формирования в них напорных водоносных горизонтов. Однако из-за быстрой смены пород в вертикальном разрезе и по простиранию выдержанные на больших площадях водоносные горизонты в третичных отложениях наблюдаются редко. В основном это маломощные, часто чередующиеся водоносные пласты, разделенные глинами весьма непостоянной мощности и гидравлически связанные между собой в области питания или где-либо в других местах развития комплекса.

На большей части распространения описываемый водоносный комплекс залегает первым от поверхности земли, перекрываясь местами лишь водоносным комплексом четвертичных отложений и кайнозойских платобазальтов, с которыми он в этих случаях связан гидравлически. Гидравлическая связь комплекса существует и с более древними водоносными комплексами и гидрогеологическими формациями. Она проявляется обычно в местах причленения его к тектонически приподнятым блокам фундамента или к эрозионным останцам его, выступающим иногда среди полей развития третичных отложений, или через тектонические трещины, проходящие одновременно через несколько водоносных комплексов и гидрогеологических формаций.

Таблица 14

кайнозойских эффузивов

Компоненты минерализации									
NH_4^+	$Na^+ + K^+$	$Ca^{2+} + Mg^{2+}$	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-
0,4	35	85	2	—	5	100	—	Нет	220
0,02	1,51	4,24	0,03	—	0,14	2,08	—	»	3,58
—	26	73	1	—	3	36	—	»	61
0,4	80	28	1	—	10	50	—	»	220
0,02	3,46	1,41	0,01	—	0,28	1,03	—	»	3,58
—	71	29	—	—	6	21	—	»	73
Нет	1295	335	Нет	0,5	201	2400	—	»	1056
»	56,19	16,76	»	—	5,66	50,0	—	»	17,32
—	77	23	»	—	8	70	—	»	22
0,1	23	83	0,5	0,5	20	14	—	»	261
—	0,96	4,13	0,03	0,02	0,57	0,29	—	»	4,28
—	20	80			11	6	—	»	83
Нет	1295	335	Нет	0,4	321	340	—	»	626
»	56,19	16,76	»	—	9,06	7,07	—	»	10,20
»	77	23	»	—	35	27	—	»	38

Третичный водоносный комплекс изучен неравномерно. Лучше других районов он изучен в крайней восточной части страны, где пробурено несколько десятков скважин, что позволило на ряде участков выявить закономерности распространения приуроченных к нему водоносных горизонтов, установить глубину их залегания, качество подземных вод, их режим и т. д.

В Восточной Монголии широко распространен третичный водоносный комплекс в пределах так называемой Тамцагской депрессии, расположенной южнее о. Буир-Нур. Гидрогеологические исследования этого крупного региона в различное время проводили М. И. Александрова, С. П. Албул, Н. Л. Кудрявцева, Н. А. Маринов, Н. Е. Невзоров, А. И. Перельман, В. Н. Попов, А. Я. Стефаненко, В. А. Чеховский, П. А. Шувалов и др. По данным указанных исследователей в пределах изученных глубин примерно до 200 *м* в третичном водоносном комплексе выявлены три водоносных горизонта.

Первый водоносный горизонт распространен почти повсеместно. На большой части развития он характеризуется свободной поверхностью и в зависимости от рельефа местности залегает на глубине от 2,7 до 35 *м*. Там, где он перекрывается глинами, режим его из свободного переходит в напорный. Величина напора определяется мощностью перекрывающих глин и варьирует от 3 до 26,1 *м*.

Водовмещающие породы горизонта представлены слабо уплотненными песчаниками и песками. Обводненность пород не одинакова на различных участках. Наиболее обводнены они на площади, прилегающей к оз. Буир-Нур и на юге ограниченной дорогой из г. Чойбалсана в пос. Тамцаг-Булак. Дебит скважин, вскрывших здесь этот горизонт, довольно значителен. Так, например, скв. 218, находящаяся в 67 *км* на северо-запад от названного поселка, при снижении уровня воды на 5 *м* имела дебит 3 *л/сек*. Такой же дебит, но при снижении уровня на 3,2 *м*, показала скв. 221, расположенная в 45 *км* в том же направлении от пос. Тамцаг-Булак и т. д. Дебит остальных скважин несколько меньше.

Южнее указанной площади описываемый водоносный горизонт вскрыт еще несколькими скважинами, но мощность его здесь слишком мала. На северном берегу оз. Сангин-Далай-Нур этот горизонт обнажен копаными колодцами на глубине около 3 *м*. Рядом копаных колодцев на глубине 4—6 *м* он вскрывается также в предгорной части хр. Нукут-Дабан. Дебит колодцев — 0,6—0,8 *л/сек*. С этим горизонтом связан родник № 2446, находящийся в долине, впадающей слева в долину Халхин-Гола. Его дебит 0,07 *л/сек* (табл. 15).

Таблица 15

Родники, питающиеся водами третичных отложений

№ родника	Название и местонахождение родника	Дебит, *л/сек*
180	В 1,5 *км* юго-западнее оз. Хотонтыйн-Нур . . .	0,15
236	В 12 *км* к северо-северо-востоку от Гурбан-Бурхант—Аршан-Булак	1,0
1850	У высоты 1179, Халдзан	0,3
1903	В 12 *км* юго-восточнее Ихэ сомона	1,0
1913	В 4 *км* юго-западнее высоты 1175	1,0
2116	В 3,5 *км* юго-западнее Чойлингин хид	0,15
2159	5 *км* северо-западнее Далан-Туругин—Даун-Уха	0,58
2446	Лощина, впадающая слева в долину р. Халхин-гол, ниже г. Хамар-Даба	0,07
2842	Долина р. Цаган-Гол, от Булган сомона в 3 *км* . .	10,0
2843	Цаган-Душэ	6,0
2844	Северо-восточнее холмов Гурмин	10,0
2845	Склон Цзун-Сайхан	1,0

Питание первого водоносного горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков, выпадающих на площади его распространения и подтока воды со стороны высот, обрамляющих Тамцагскую депрессию. Последнее особенно наблюдается в южной части депрессии, примыкающей с севера к хр. Нукут-Дабан, и устанавливается анализами воды из расположенных здесь колодцев. Анализы показали наличие вдоль всего хребта зоны опресненных подземных вод, резко отличных по составу от подземных вод этого горизонта, развитых в северной части депрессии. По внешним физическим свойствам вода описываемого горизонта обычно прозрачная, без цвета и запаха. В большинстве водопунктов, кроме предгорной зоны хр. Нукут-Дабан, она характеризуется высокой минерализацией, достигающей в отдельных местах 5 *г/л*. Лишь редкие скважины дают здесь пресную воду, пригодную для питьевых и технических целей. По составу воды преимущественно хлоридно-сульфатные щелочноземельно-натриевые, в большинстве своем жесткие. Такой химический состав вод, как будет показано далее, находится в тесной зависимости от состава солей, содержащихся в водовмещающих породах горизонта, а также в подстилающих и местами перекрывающих его глинах. Как показали анализы, в некоторых водопунктах магний преобладает над кальцием, что свидетельствует о продолжительности концентрирования воды.

Пресные воды первого водоносного горизонта имеют сульфатно-гидрокарбонатный щелочноземельно-натриевый или сульфатно-гидрокарбонатный натриево-щелочноземельный состав. Появление подобных вод обусловлено наличием здесь на ряде участков выступов древних пород фундамента, со стороны которых этот горизонт, получая питание, опресняется.

Второй водоносный горизонт залегает под мощной толщей пестроцветных глин на глубине от 38,6 до 101,6 *м* в центральной части Тамцагской

депрессии и 21—23 *м* в краевой — в долине р. Чоноин-Гол, около пос. Югодзыр. Описываемый горизонт характеризуется напорным режимом: максимальный напор — 98,5 *м* в районе пос. Бирута, высокие напоры также в пос. Тамцаг-Булак, где уровень воды в скв. 231 и 236 установился соответственно на 4 и 8,3 *м* выше поверхности земли.

Мощность водоносного горизонта изменяется от 2,3 до 25 *м*. Водовмещающие породы представлены главным образом песчаниками, слабо уплотненными конгломератами, разнозернистыми песками с галькой и гравием, среди которых встречаются маломощные прослои глин.

Водоупорным горизонтом глин второй водносный горизонт отделяется от нижележащего — третьего водоносного горизонта. На некоторых участках скважины не дошли до этих глин и остановлены в водовмещающих породах. В краевой, южной, части депрессии описываемый водоносный горизонт залегает на гидрогеологических формациях песчанико-сланцевых пород палеозоя и гранитов и гидравлически связан с указанными гидрогеологическими формациями.

Второй водоносный горизонт характеризуется более высоким дебитом скважин. Так, например, скв. 231, пройденная в пос. Тамцаг-Булак, при самоизливе давала 1,7 *л/сек*, скв. 236—9,44 *л/сек*, причем такой ее дебит наблюдается непрерывно на протяжении почти 20 лет, скв. 233 давала 6,6 *л/сек*, правда, уровень воды здесь снизился на 46,6 *м*; скв. 202, находящаяся в пос. Улан-Цирик, имела дебит 2,91 *л/сек* при снижении уровня на 3,6 *м*. Остальные скважины, вскрывшие этот горизонт, показали несколько меньший, но в целом вполне достаточный дебит, по которому можно судить об устойчивости и надежности горизонта для водоснабжения небольших населенных пунктов и промышленных предприятий.

Воды указанного горизонта используются для водоснабжения пос. Югодзыр. С этой целью в различное время в поселке было пробурено шесть скважин, дававших около 13—15 *л/сек* воды. Однако за время длительной эксплуатации скважины резко уменьшили дебит, и в 1950 г. возникла необходимость организации нового участка водозабора. Он был построен в долине р. Чоноин-Гол в 600 *м* севернее поселка и состоял из двух створов скважин, расположенных в 900 *м* одна от другой. В первом створе было пробурено пять скважин через 50 *м* одна от другой, а во втором три. Кроме того, одна скважина пробурена в 150 *м* выше первого створа. Водовмещающие породы горизонта мощностью до 23 *м* залегают здесь под красными глинами и состоят из переслоенных слабо сцементированных песчаников и конгломератов. Коэффициент фильтрации пород, определенный С. П. Албулом по данным откачек, составляет 9,97 *м/сутки*. Возможный расход участка водозабора при одновременной работе всех скважин около 24 *л/сек*, т. е. довольно значителен.

Подземные воды второго водоносного горизонта в большинстве своем высокоминерализованные. Сухой остаток их на большей части распространения колеблется от 1 до 9,5 *г/л*, а общая жесткость от 2,44 до 29,1 *мг-экв*. По составу компонентов минерализации они относятся к хлоридно-сульфатным щелочноземельно-натриевым. Воды этого горизонта, распространенные в предгорной части хр. Нукут-Дабан и в районе других выступов палеозойского фундамента, так же как и воды первого водоносного горизонта, отличаются невысокой минерализацией. Они обычно пресные, с сухим остатком до 1 *г/л*, по составу хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные, магниево-кальциево-натриевые или кальциево-натриево-магниевые, редко сульфатно-гидрокарбонатные щелочноземельные.

Третий водоносный горизонт с напором до 180 *м* вскрыт несколькими скважинами в районе пос. Тамцаг-Булак на глубине от 123 до 183 *м*. Водовмещающие породы горизонта представлены разнозернистыми, слабо уплотненными песчаниками мощностью около 2 *м*. Производительность скважин, вскрывших этот горизонт, около 3 *л/сек*. Воды относятся к гидрокарбонатно-

сульфатным натриево-щелочноземельным, солоноватым. Сухой остаток их достигает 3,7 *г/л*, а общая жесткость 20 *мг-экв*.

Второй и третий водоносные горизонты, сверху перекрытые мощной толщей глин, получают питание главным образом за счет подтока воды со стороны обрамляющих Тамцагскую депрессию высот, что подтверждается постепенным увеличением минерализации их по направлению от названного хребта в сторону центральной части депрессии, а также в снижении пьезометров в указанном направлении. Непосредственное поступление влаги из атмосферы воздуха в эти водоносные горизонты, по-видимому, исключается.

Исходя из неоднородного литологического состава слагающих Тамцагскую депрессию третичных отложений, примерно одинаковой глубины пьезометрических уровней всех трех водоносных горизонтов, приуроченных к ним, а также из общего типа их минерализации можно предположить, что эти горизонты гидравлически тесно связаны в области питания, а, возможно, где-либо и в других местах в пределах депрессии.

Подземные воды третичного водоносного комплекса широко распространены западнее и севернее Чойбалсана. Водовмещающие породы комплекса представлены здесь песками, песчанистыми глинами, песчаниками, конгломератами, залегающими на размытой поверхности нижнемеловых отложений, гранитов и юрских эффузивов. Сверху на ряде участков они перекрываются четвертичными отложениями, местами водоносными. Самые глубокие скважины по 140—150 *м* пройдены в описываемом комплексе в 8 *км* севернее Чойбалсана, где до указанных глубин они вскрывают по нескольку водоносных горизонтов, разделенных красными плотными глинами. Первый горизонт обычно свободный, последующие — напорные. Однако пьезометрические уровни последних и свободный уровень первого горизонта устанавливаются на одной отметке и близко от дневной поверхности, что свидетельствует, по-видимому, о гидравлической связи их.

Подземные воды в третичных отложениях описываемой депрессии в зависимости от особенностей рельефа залегают на глубине от 7,6 до 27 *м*; почти всеми скважинами вскрыты напорные воды. Производительность скважин различна, но в целом достаточно высокая. Максимальную производительность — 7,44 *л/сек* показала скв. 33 при снижении уровня воды на 11 *м*, хороший дебит дали также скв. 41, 45, 47, 48, 477 и 52, т. е. подавляющее количество скважин района. Колебания производительности скважин объясняются неоднородным литологическим составом водовмещающих пород и различной их мощностью, а также конструктивными особенностями скважин.

Родник № 180, находящийся в самой западной части Чойбалсанской депрессии, имеет дебит 0,15 *л/сек* (см. табл. 15). Подземные воды третичных отложений депрессии отличаются относительно слабой минерализацией, которая ни в одном водопункте не превышает 1 *г/л*. Это объясняется, по-видимому, дренирующим влиянием долины Керулена, в сторону которой происходит движение подземных вод и вместе с ними вынос выщелачиваемых из третичных отложений минеральных солей. В связи с этим состав воды в данном районе отличается от состава третичных вод Тамцагской депрессии. Воды здесь преимущественно хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные щелочноземельно-натриевые или сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные щелочноземельно-натриевые.

Далее на запад подземные воды третичного водоносного комплекса наблюдаются в Баян-Обосомонской депрессии. Здесь этот комплекс залегает на размытой поверхности нижнемеловых отложений. Оба водоносных комплекса гидравлически связаны. Подземные воды третичных отложений вскрыты здесь скв. 144 на глубине 12,62 *м* и обладают небольшим напором. Пьезометрический уровень установился на глубине 3,1 *м* от поверхности земли. Породы слабо обводнены. Дебит скважины равнялся 0,8 *л/сек* при

снижении уровня воды на 18,28 *м*. Вода пресная, сульфатно-гидрокарбонатная, натриево-щелочноземельная, с плотным остатком 0,3 *г/л* и общей жесткостью 4,45 *мг-экв*.

Еще далее на запад воды этого комплекса установлены в Ундэр-Ханской депрессии, где они вскрыты четырьмя скважинами, пробуренными для водоснабжения различных объектов Ундэр-Хана. Первые 25—30 *м* в разрезе скважин представлены, по-видимому, древнеаллювиальными отложениями долины Керулена, нижние горизонты сложены третичными отложениями, характеризующимися перемежаемостью песчаников и песков, часто с гравием, галькой и даже валунами, с залегающими между ними горизонтами красных глин. Дебит скважин достигает 5—6 *л/сек* при снижениях уровня от 6 до 12 *м*. Вода является сульфатно-гидрокарбонатной, магниево-кальциево-натриевой с сухим остатком до 0,5 *г/л* и общей жесткостью до 5 *мг-экв*.

В Улан-Баторской депрессии условно к третичному водоносному комплексу отнесены подземные воды, вскрытые в районе Мясокомбината на западной окраине города. Они залегают здесь на глубине 13,8—20,2 *м* и обладают напором от 1,15 до 7 *м*. Водовмещающие породы представлены рыхлыми песчаниками, песками с большим количеством гравия, гальки и валунов. Дебит скважин колеблется от 2 до 5 *л/сек* при относительно небольших снижениях уровня воды. Все скважины встретили пресную воду с сухим остатком около 0,2 *г/л* и общей жесткостью от 2,7 до 3,32 *мг-экв*. Вода сульфатно-гидрокарбонатная, натриево-кальциевая.

Между Ундэр-Ханом и Улан-Батором подземные воды встречаются в многочисленных речных долинах, выполненных третичными отложениями, которые по своему генезису там являются аллювиальными образованиями, возникшими в результате деятельности водных потоков.

Наиболее полно эти воды изучены в долинах Аргуйту-Гола и Цзун-Урту-Гола. Поперек долины Аргуйту-Гола было разбурено два створа скважин, а в долине Цзун-Урту-Гола один створ. Гидрогеологические исследования по разбуриванию створов выполнялись в этом районе под руководством Б. А. Воротникова.

Первый створ в долине Аргуйту-Гола был заложен в ее верхней части в 4,5 *км* ниже впадения долины Батура. Ширина долины здесь около 1 *км*. Всего в створе пробурено десять скважин. Склоны и ложе долины выполнены метаморфическими образованиями среднего палеозоя. Залегающие на их размытой поверхности третичные отложения представлены галечно-щебнистыми и глинистыми породами, причем в прибортовых частях разреза встречены в основном буровато-красные глины с включением плохо окатанного обломочного материала с прослоями песчано-гравийных отложений.

Ближе к центру долины содержание глинистого материала в разрезе заметно уменьшается и основным компонентом его становится хорошо отсортированный щебнисто-гравийный материал с разнозернистым песком, с прослоями и линзами коричневато-бурых и красных глин. Мощность этих отложений изменяется от 11 до 30 *м*. На их размытой поверхности залегают четвертичные аллювиальные или аллювиально-пролювиальные отложения, представленные желтовато-бурыми песками, супесями, суглинками и глинами, не выдержанными в горизонтальном и вертикальном направлениях. Мощность их изменяется от 6,9 до 15,8 *м*. До 6—7 *м* от поверхности земли породы промерзлые.

В зависимости от характера разреза и мощности зоны многолетнемерзлых пород водоносный горизонт в долине залегает на глубине от 7—9 до 20 *м*. Уровень воды в скважинах поднимается до 5,45—14,40 *м*. Дебит скважин при одиночных откачках колебался от 9,6 до 18 *л/сек* при понижениях уровня от 2,7 до 10 *м*. Суммарная производительность всех десяти

скважин при одновременной работе их определена Б. А. Воротниковым в 90,7 *л/сек*.

Второй створ находится в 12,8 *км* ниже первого; долина здесь сужается до 0,8 *км*. В этом створе поперек долины пробурены восемь скважин глубиной от 40,5 до 48,5 *м* и на расстоянии 50 *м* одна от другой. Борта и ложе долины выполнены мелкокристаллическими герцинскими гранитами. Разрез третичных отложений аналогичен разрезу первого створа, но многолетнемерзлые породы здесь отсутствуют, поэтому водоносный горизонт характеризуется свободным режимом и залегает на глубине 7,75—9,15 *м*. Дебит скважин 6,8—12 *л/сек* при снижениях уровня воды от 1,2 до 5,5 *м*. Возможная производительность участка водозабора определена в 77,3 *л/сек*.

В долине Дзун-Урту-Гола поисковые работы были начаты в 7 *км* ниже пос. Чжанчублинг, где первоначально пробурили лишь одну скважину глубиной 26,4 *м*. Первые 10 *м* скважина прошла в четвертичных песчано-глинистых отложениях, затем до 23 *м* в третичных песках с линзами красных глин. Дебит скважины оказался всего 2 *л/сек*. В связи с этим поисковые работы были перенесены на 4 *км* вниз по долине, где в одном створе на расстоянии 50 *м* одна от другой были пробурены десять скважин глубиной от 15,9 до 42,55 *м*.

При бурении скважин установлено, что коренное ложе долины у левого борта выполнено гранитами, а у правого — глинистыми метаморфическими сланцами палеозоя, в центральной части долины скважины остановлены в зеленовато-серой жирной глине, возможно, нижнемелового возраста, которая выше приобретает красновато-коричневую окраску и становится более песчаной. Кровля глин в центральной части долины залегает на 30 *м*, а в прибортовых частях она поднимается до 6 *м*. Глины перекрыты толщей разнозернистых глинистых песков и гравийно-галечного материала с прослоями и линзами красных глин.

Разрез заканчивается аллювиально-пролювиальными образованиями, состоящими из песчано-глинистого материала мощностью от 6 до 9 *м*. До глубины 15,2 *м* породы промерзлые. Вскрытые скважинами подземные воды залегают под зоною многолетнемерзлых пород на глубине 9,5—15,2 *м*. Пьезометрические уровни установились у поверхности земли или поднялись выше ее на 2,15 *м*. Дебит скважин колеблется от 1,62 до 7,64 *л/сек* при понижениях уровня воды от 2,3 до 16,3 *м*. Подсчитано, что при одновременной работе всех скважин с участка водозабора можно получить около 24 *л/сек*.

Подземные воды долины Аргуйту-Гола пресные с сухим остатком 0,2—0,3 *г/л*. В пределах первого створа скважин они являются гидрокарбонатными кальциевыми, иногда сульфатно-гидрокарбонатными натриево-кальциевыми. По направлению падения долины постепенно увеличивается минерализация воды, уменьшается содержание щелочей и сульфат-иона за счет небольшого увеличения содержания хлор-иона и значительного — гидрокарбонатного иона и щелочноземельных металлов. В связи с этим несколько повышается жесткость воды, а состав ее меняется на гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Та же закономерность увеличения минерализации сверху вниз по падению долины и изменения ее состава в том же направлении наблюдается и в подемных водах долины Цзун-Урту-Гола.

Подземные воды третичных отложений изучал Б. А. Воротников в районе Ихэ-Хайрханского вольфрамового месторождения. Первые две скважины, заложенные в одной из долин вблизи месторождения, были пробурены до глубины 56 и 65,3 *м* и практически интересных водоносных горизонтов не встретили. Поэтому работы продолжили в другой долине в 4—4,5 *км* северо-западнее месторождения. Здесь в одном створе были пробурены три скважины на расстоянии 150 и 165 *м* одна от другой максимальной глубиной 97,3 *м*. Скважинами вскрыто два водоносных горизонта в толще третичных отложений с пьезометрическими уровнями, установившимися на глубине 25,15—27,25 *м*. Водовмещающие породы представлены песками

с щебнистым материалом. В правой части долины водоупорным основанием их служат красные глины, которые размыты в левой части долины, где водовмещающие породы залегают на гранитах.

При опытных откачках установлено, что в описываемой долине имеется достаточно мощный водоносный горизонт. И действительно, дебит отдельных скважин колеблется здесь от 2,7 до 3 *л/сек* при снижении уровня на 0,54—1,7 *м*. Суммарная производительность скважин определена Б. А. Воротниковым в 8,4 *л/сек*. Воды довольно сильно минерализованы с сухим остатком около 3 *г/л*, поэтому можно рекомендовать использовать их только для технических целей. По составу они относятся к сульфатно-хлоридным, щелочноземельно-натриевым.

Описываемый водоносный комплекс широко распространен в некоторых других районах Юго-Восточной и Южной Монголии, но изучен он там слабо, а в Западной Монголии совсем не изучен. В. И. Браташ дает краткую характеристику этих вод, развитых в юго-западной части Восточно-Гобийской депрессии, где третичные отложения покрывают мощным чехлом значительные по размерам площади. Эти породы представлены глинисто-песчаными разностями, содержащими прослои конгломератов и галечников. Воды здесь вскрыты неглубокими копаными колодцами преимущественно в пониженных местах рельефа — оврагах, озерных впадинах, небольших речных долинах и т. д. Глубина залегания воды обычно не превышает 3 *м*, а запасы ее не более 2000—3000 *л*. Жесткость воды колеблется от 3,5 до 13 *мг-экв*.

По данным А. А. Маккавеева, В. С. Волхонина и других исследователей, этот водоносный комплекс широко распространен в межгорных котловинах Гобийского Алтая и Южной Гоби, где он вскрыт многочисленными колодцами, а также питает значительное количество родников, расположенных главным образом в бортовых частях депрессий и по долинам и оврагам, прорезающим склоны горных возвышенностей. Дебит родников непостоянен и обычно небольшой. Но некоторые из родников, связанные, по-видимому, с зонами тектонических нарушений, проходящих в основаниях горных возвышенностей, имеют дебит до 10 *л/сек* (см. табл. 15, родники № 2842—2844).

Общая характеристика подземных вод третичного водоносного комплекса показывает, что в ряде районов к нему приурочены достаточно мощные напорные водоносные горизонты, используемые для водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий.

В некоторых депрессиях этот водоносный комплекс содержит несколько этажно расположенных водоносных горизонтов, разделенных в месте вскрытия и гидравлически связанных в области питания или где-либо в других местах в пределах депрессий.

Химический состав подземных вод описываемого комплекса непостоянный и зависит от степени засоленности или промытости пород. В межгорных понижениях, характеризующихся высокой засоленностью и плохой промытостью третичных отложений, в последних формируются высокоминерализованные воды хлоридно-сульфатного натриево-щелочноземельного состава, причем среди щелочноземельных элементов иногда преобладает ион магния. Таковы, например, воды Тамцагской депрессии и долины в районе Ихэ-Хайрханского вольфрамового месторождения. Наоборот, третичные отложения в депрессиях, долгое время дренируемых речными долинами, и в речных долинах хорошо промыты и в них обычно формируются пресные подземные воды гидрокарбонатно-сульфатно-щелочноземельно-натриевого состава, широко используемые для питьевых целей. Таковы воды Чойбалсанской, Баян-Обосомонской, Ундэр-Ханской и Улан-Баторской депрессий, а также долин рек Яргайтуин-Гол и Цзун-Урту-Гол.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Водоносный комплекс четвертичных отложений распространен в МНР повсеместно. Водовмещающие породы комплекса генетически представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, озерно-аллювиальными, эоловыми, элювиально-делювиальными, элювиальными и ледниковыми образованиями.

Наибольшее практическое значение имеют воды аллювиальных отложений, широко используемые для водоснабжения городов и промышленных предприятий, а также отдельных населенных пунктов. Водовмещающие породы этих отложений представлены главным образом разнозернистыми песками, местами содержащими большое количество гальки и гравия, местами пылеватые и глинистые частицы, ухудшающие их фильтрационные свойства.

Воды аллювиальных отложений приурочены к речным долинам. Однако они изучены не во всех долинах и не везде одинаково. Лучше других они исследованы в долинах Толы и Цэнхэр-Гола — левого притока Керулена. Водоносность аллювиальных отложений долины Керулена изучена слабо, всего несколькими скважинами, пробуренными в районе Чойбалсана. Имеются также некоторые данные о водоносности и качестве воды аллювиальных отложений рек Улдза, Онон, Халхин-Гол, Орхон и Хара. Водоносность аллювиальных отложений других долин МНР, качество содержащихся в них вод и их режим не изучены.

В аллювиальных отложениях Толы пройдено несколько десятков буровых скважин, заложенных с целью обеспечить водой многочисленные предприятия и жилые дома Улан-Батора. Работы эти в различное время осуществлялись здесь Л. Н. Аристовской, А. Т. Бобрышевым, Б. А. Воротниковым, Д. С. Груздевым, К. И. Гоманько, В. Н. Поповым, А. Я. Стефаненко, В. Ф. Федотовым, В. А. Чеховским и многими другими исследователями. Установлено, что аллювиальные отложения долины Толы в районе города залегают на размытой поверхности мезо-кайнозойских континентальных отложений и палеозойских песчанико-сланцевых образований, на левом берегу прорываемых мезозойской интрузией гранитов горного массива Богдо-Ула (рис. 8). Они представлены современными пойменно-аллювиальными отложениями и подстилающими их древнеаллювиальными отложениями, слагающими вторую и местами третью террасы реки.

Наиболее водоносны отложения первой надпойменной террасы Толы. Впервые они были изучены на строительной площадке Промкомбината, где еще в 1933 г. в них заложили шесть скважин. Две скважины пробурены до глубины 75,0 и 90,5 *м*, а остальные четыре — от 23,7 до 30,2 *м*. Самая глубокая скважина прошла современные и древнеаллювиальные отложения суммарной мощностью 51 *м*. Аллювиальные отложения представлены главным образом разнозернистыми песками с большим количеством гальки и гравия, содержащими прослои суглинков и супесей, также с гравием и галькой. Ниже залегают мезо-кайнозойские континентальные образования, состоящие преимущественно из глин, а еще ниже — метаморфические породы палеозоя, на контакте с которыми встречены железисто-углекислые минеральные воды (их подробное описание дано в XI главе настоящей работы).

Вода в отложениях современного аллювия Толы залегает на глубине 1,5—3,5 *м*. Дебит скважин колебался от 2,1 до 10,2 *л/сек* при снижении уровня воды на 0,1—2,4 *м*. Дебит скв. 97 составлял 7 *л/сек*, но снижения уровня совсем не наблюдалось. В 1959 г. на участке Промкомбината в связи с его расширением было пробурено еще четыре скважины глубиной 25 *м* каждая. Суммарный дебит скважин — 46 *л/сек* при снижении уровня воды от 0,73 до 1,51 *м*. Расчеты, выполненные П. М. Ивановым, показали, что при одновременной работе скважин из них можно получить до 73 *л/сек* воды.

На эксплуатации этих вод основано также водоснабжение ТЭЦ, забирающей большое количество воды из искусственного водоема, образовавшегося при вскрытии грунтового потока на глубину до 1,5 *м*. Высокую обводненность современного аллювия показывают и другие скважины, пройденные в районе Улан-Батора. Так, скв. 91, заложенная у первой городской бани, имела дебит 6,3 *л/сек* при снижении уровня воды всего лишь на 0,4 *м*, скв. 92 (городская водокачка) дает 7,5 *л/сек* при снижении уровня на 1,14 *м*.

Небезынтересно отметить некоторые результаты исследований, выполненных в 1948 г. К. И. Гоманько в связи с изысканием централизованных источников для водоснабжения города. При проведении работ исследователь в основном изучал водоносность пойменно-аллювиальных отложений Толы.

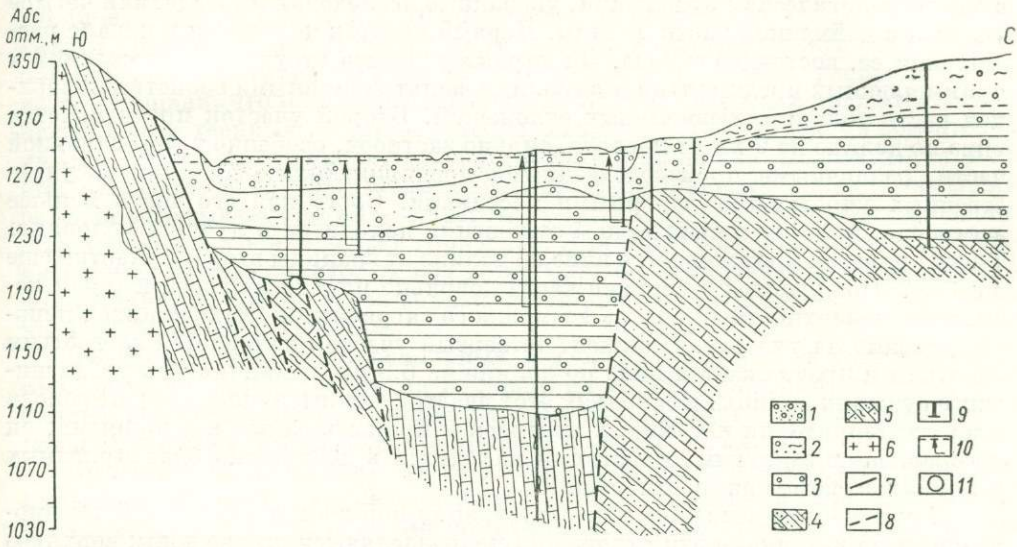


Рис. 8. Схематический гидрогеологический разрез через долину р. Тола в районе Улан-Батора (по А. А. Андрееву с незначительными изменениями, внесенными Н. А. Мариновым).

1 — современные аллювиальные разнозернистые пески с гравием и галькой; *2* — древнеаллювиальные разнозернистые, местами пылеватые пески, глины и суглинки с гравием, галькой и валунами; *3* — мезо-кайнозойские отложения, представленные преимущественно конгломератами, реже песчаниками, глинами и глинистыми сланцами; *4* — песчаники и песчано-глинистые сланцы с залежами известняков; *5* — песчаники, сланцы, известняки; *6* — киммерийские граниты Богдо-Улы; *7* — зоны тектонического нарушения, установленные; *8* — то же, предполагаемые; *9* — буровые скважины; *10* — напор и уровень подземных вод; *11* — выходы минеральных вод.

С этой целью в районе пос. Амаглам в одном створе было пробурено четыре скважины глубиной 34—47 *м*. Скважины вскрыли песчано-гравийно-галечные отложения мощностью до 43,6 *м* и подстилающие их песчанико-сланцевые отложения палеозоя. Изучение механического состава песков показало, что в них преобладают частицы диаметром 0,5—1 *мм* (30—50% от массы грунта), а затем частицы диаметром более 1 *мм*. Вода в современном аллювии вскрыта здесь на глубине 2—2,6 *м*, дебит скважины колебался от 1,8 до 8 *л/сек* при снижении уровня воды на 2,4—5 *м*. Направление движения грунтового потока совпадает с направлением падения долины, а уклон зеркала воды равен 0,0016. Коэффициенты фильтрации песков, определенные различными методами, колеблются от 6,14 до 24,2 *м/сутки*, что свидетельствует о хороших фильтрационных свойствах песков.

Высокая обводненность современного аллювия долины Толы зафиксирована и в пос. Сангино, находящемся в 21 *км* западнее Улан-Батора, где скв. 571 характеризовалась дебитом в 5,12 *л/сек* при снижении уровня воды всего лишь на 1,4 *м*. Таким образом, приведенные материалы подтверждают высокую обводненность современных аллювиальных отложений Толы, что

позволяет сделать следующий вывод: на эксплуатации аллювиальных вод может быть основано водоснабжение любого крупного предприятия, а также и Улан-Батора.

Подробно изучали этот водоносный горизонт в 1959—1960 гг. сотрудники Гидроэнергопроекта Р. А. Кригер, С. И. Скиба, К. Н. Пестовский, Н. Г. Седова, Е. Е. Займин и М. Г. Борисова, проводившие гидрогеологические исследования для обоснования возможности полного удовлетворения потребностей в воде города и промышленных предприятий с учетом их перспективного развития. Эти исследования показали, что гидрогеологические условия расширения долины Толы в Улан-Баторе неоднородны.

По степени возможного загрязнения грунтовых вод, главным образом в бактериологическом отношении, указанные исследователи выделили четыре участка в пойменной части долины. Первый участок находится в начале расширения ее, восточнее города. Он характеризуется отсутствием поселений и промышленных предприятий и высокими фильтрационными свойствами верхней части толщи аллювиальных отложений. Второй участок протягивается вниз по долине на 9 *км* от первого, сильно застроен, особенно в юго-западной части, различными производственными предприятиями, зданиями государственных учреждений и жилыми массивами. Восточная его часть меньше застроена, поэтому в санитарном отношении находится в лучших условиях. Третий участок протягивается вниз по долине от границы второго участка еще на 8 *км*. Этот участок в верхней части довольно плотно застроен и имеет несколько поверхностных очагов возможного загрязнения, находящихся непосредственно на участке. Наконец, четвертый участок начинается за третьим участком и продолжается вниз по долине на 6,5 *км*, заканчиваясь у Сангинского сужения долины. Поскольку этот участок значительно удален от города и на его территории нет жилых построек и промышленных предприятий, он по сравнению с другими участками находится в достаточно благоприятных условиях в санитарном отношении

Как показали исследования, фильтрация пойменных отложений неоднородна, и по вертикали эти отложения подразделяются на две зоны: верхнюю и нижнюю. Верхняя зона характеризуется высокой водопроницаемостью. Мощность ее в различных частях долины изменяется от 6—7 до 23—28 *м*. По тем же признакам в свою очередь она подразделяется на две подзоны. В верхнюю подзону входит хорошо промытый галечниковый аллювий голоцена и конца верхнего плейстоцена. Водопроницаемость аллювиальных отложений, составляющих эту подзону, характеризуется коэффициентами фильтрации 100—400 *м/сутки*, причем наиболее высокие значения их установлены на верхнем, первом, участке долины. Мощность описываемой подзоны 6—11 *м*. Во вторую подзону включена часть аллювиальных отложений среднего и верхнего плейстоцена с повышенным содержанием пылевато-глинистых частиц в заполнителе галечников и наличием в аллювие прослойков супесей и суглинков. Характерные значения коэффициентов фильтрации 60—150 *м/сутки*, крайние пределы — 45—210 *м/сутки*. Эта подзона весьма переменной мощности не имеет повсеместного распространения.

Породы нижней зоны характеризуются довольно слабой водопроницаемостью. Величина коэффициента фильтрации гравийно-песчаных пылеватых отложений, составляющих эту зону, меньше 30 *м/сутки*, а для супесчаных и суглинистых слоев ее она совершенно ничтожна.

Естественный расход аллювиального потока Толы в районе Улан-Батора не превышает 200—220 *л/сек*.

За режимом подземных вод пойменно-аллювиальных отложений Толы К. И. Гоманько наблюдал в течение полуторагодового цикла, с октября 1946 г. по апрель 1948 г. В качестве наблюдательных точек были выбраны колодцы № 72, 82, 95, 113 и 174, находящиеся в различных местах города. Как показали наблюдения, наиболее низкий уровень воды в колодцах отмечается в первой половине апреля. Со второй половины апреля уровень

воды постепенно повышается и достигает максимума (поднимается на 1,6 *м*) в июле — августе, т. е. в период наибольшего выпадения атмосферных осадков. С конца августа до второй декады ноября уровень воды в колодцах колеблется от 0,4 до 0,5 *м*. С конца ноября начинается падение уровня, которое продолжается до апреля.

Изыскательской партии Гидропроекта в результате наблюдений за режимом описываемого водоносного горизонта удалось наметить в улан-баторском расширении долины три бассейна грунтовых вод, сменяющих один другой вниз по долине и отделенных «перемычками» с затрудненным подземным стоком. Первый бассейн по площади совпадает с первым участком. В верхней половине его годовая амплитуда колебаний уровня в правобережной части поймы равна 1—1,3 *м*, а вблизи современного русла она увеличивается до 1,8—2,4 *м*. Второй бассейн совпадает со вторым участком. Режим уровня в нем отличается от такового в вышерасположенном бассейне повышением амплитуд колебаний и менее закономерным распределением их по площади, что объясняется главным образом активным вмешательством людей в естественный режим водоносного горизонта: организация водоотбора из него, сброс в пойму бытовых вод и другие мероприятия. Подземный сток из этого бассейна затруднен поднятием слабо фильтрующих пород. Последний бассейн охватывает третий и четвертый участки, в нем наблюдаются наибольшие колебания уровня воды в горизонте. Для этого бассейна характерен значительный подпор грунтовых вод перед Сангинским сужением долины. Годовая амплитуда уровня здесь вблизи русла реки достигает 3—4 *м*, а вдали от него всего лишь 0,7—0,8 *м*.

Питание пойменно-аллювиальных вод осуществляется за счет атмосферных осадков, выпадающих на площади их распространения, подтока подземных вод со стороны коренных склонов долины и паводковых вод, поступающих в аллювий при подъеме уровней воды на реках.

По химическому составу эти воды относятся к гидрокарбонатно-натриево-кальциевому типу, характеризуются очень невысокой минерализацией (от 0,080 до 0,300 *г/л*) и весьма незначительной жесткостью. Недостатком их является присутствие почти во всех водопунктах некоторых количеств NO_3, NO_2, NH_4, что свидетельствует, по-видимому, о загрязнении этих вод органическими нечистотами.

Воды аллювиальных отложений второй террасы Толы также широко эксплуатируются для водоснабжения различных промышленных объектов и жилых домов города. В отложениях этой террасы пройдено свыше 20 буровых скважин глубиной от 22 до 51 *м*. В отличие от пойменно-аллювиальных отложений, характеризующихся относительно однородным составом, отложения второй террасы довольно разнообразны. Они представлены песчано-галечниковыми породами, чередующимися с супесями и суглинками, содержащими гальку, гравий и в основании разреза щебень. Мощность отдельных прослоев последних колеблется от 2,6 до 10 *м* при общей мощности аллювия 19,5—38,5 *м*. Наибольшая мощность этих отложений зафиксирована в районе Амаглама. Значительные вариации мощности обусловлены главным образом неровностями палеозойского или мезо-кайнозойского ложа долины, на котором в большинстве мест залегают отложения второй террасы.

В этих отложениях большинство скважин вскрывает напорные воды. Однако величина напора обычно небольшая. Так, в скв. 72, 73 и 78 она равна 8,8 *м*, в скв. 107—14,15 *м*, в остальных около 2—3 *м*. Поскольку аллювиальные отложения неоднородны, на отдельных участках в них выделяется до трех водоносных пластов, гидравлически связанных в области питания и, следовательно, имеющих одинаковый уровень подземных вод. Дебит скважин обычно небольшой. Максимальный дебит — 3,2 *л/сек* дала скв. 74, пройденная против Госуниверситета им. Чойбалсана. Наименьший дебит скважин —0,2 — 0,4 *л/сек*. Дебит шахтных колодцев, питающихся этими водами, колеблется от 0,1 до 1 *л/сек*.

Запасы подземных вод в аллювиальных отложениях второй террасы пополняются за счет просачивания атмосферных осадков, подтока воды со стороны коренных склонов долины и поверхностных вод Толы в периоды, когда река сильно разливается и затопляет не только первую, но и вторую террасу.

Как показали наблюдения за изменением режима подземных вод, наиболее низкий уровень воды в колодцах второй террасы устанавливается в апреле, а наиболее высокий — в августе — октябре, т. е. примерно через 1—1,5 месяца после максимального выпадения атмосферных осадков, что связано, по-видимому, с относительно большой глубиной залегания этих вод от дневной поверхности. Амплитуда колебания уровня достигает 5—6 *м*.

Колодцы глубиной меньше глубины сезонного промерзания грунтов зимою, как правило, замерзают, и вновь вода в них появляется лишь в мае — июне.

Из-за чрезвычайной загрязненности водоносного горизонта второй террасы органическими нечистотами минерализация указанных вод колеблется в широких пределах (от 0,34 до 1,342 *г/л*). Воды эти преимущественно жесткие, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные или сульфатно-хлоридно-нитратно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые. Воды третьей террасы Толы не изучены.

Крупными правыми притоками Толы в районе Улан-Батора являются реки Сельба и Улясуту. Скважинами, пройденными в долине Сельбы, установлено, что мощность аллювиальных отложений в ней около 30 *м*. Представлены они главным образом суглинками и глинами с большим содержанием гальки и гравия, местами промороженными до глубины 26,6 *м*. Ниже залегают глинистые водоносные пески, основанием которых являются песчанико-сланцевые породы палеозоя.

Подмерзлотная вода установилась в скважинах на глубине около 2 *м* от поверхности земли. Дебит скважин оказался очень незначительным — 0,5—0,7 *л/сек* при снижении уровня воды до 26 *м*.

Аналогичные строение и водоносность аллювиальных отложений доказаны бурением скважин в устьевой части долины р. Улясуту, с той лишь разницей, что мощность аллювия в этой долине несколько больше и достигает 40 *м*, а мощность зоны многолетнемерзлых пород несколько меньше — от 10 до 14,6 *м*. Наибольший дебит скважин здесь 1,5 *л/сек*.

При изучении режима родников, связанных с аллювиальными отложениями названных долин, установлена тесная зависимость их от режима атмосферных осадков и других климатических факторов. Аллювиальные отложения Керулена представлены главным образом разнозернистыми серовато-желтыми песками, содержащими гальку и гравий; иногда в них встречаются прослои и линзы супесей, суглинков и глин. В пойменной части долины они водоносны с глубины 1,5—2 *м*. Колодцы, построенные здесь, имеют дебит 0,2—0,5 *л/сек* при снижении уровня до 0,5 *м*, что дает представление о водоносности лишь верхней водонасыщенной толщи аллювия.

О водоносности более глубоких горизонтов пойменно-аллювиальных отложений Керулена можно судить по данным откачек, проведенных в 1939 г. на опытном узле, заложенном несколько выше Чойбалсана. В центральной скважине опытного узла, пробуренной на 12 *м*, вода появилась в разнозернистых песках на глубине 0,95 *м*. Водоупорным основанием песков являются нижнемеловые глины, залегающие на глубине 12,0 *м*. Дебит скважины составил 11,8 *л/сек* при снижении уровня воды на 4,4 *м*, что свидетельствует о высоких фильтрационных свойствах песков, слагающих пойму.

Воды древнеаллювиальных отложений р. Керулен вскрыты скважиной на территории одноименного поселка, где они залегают на глубине 7,4 *м* в разнозернистых гравелистых песках, содержащих прослои суглинков и глин. Дебит скважины равнялся 4,66 *л/сек* при снижении уровня

на 2,4 *м*, т. е. оказался достаточно большим. Эти воды умеренной минерализации по составу относятся к гидрокарбонатным кальциево-натриевым.

В 1950 г. в связи с открытием в двух долинах Хэнтэя оловянных россыпей возникла необходимость строительства оловодобывающего предприятия, потребность в воде которого по первоначальным наметкам была определена в 100 *л/сек*.

Естественно, что специалисты стремились получить указанное количество воды ближе к месторождениям. С этой целью в средней части одной из долин под руководством С. П. Албула были пробурены шесть скважин, что позволило установить возможность получения из потока аллювиальных вод долины лишь 24 *л/сек*. Поэтому дальнейшие поисково-разведочные работы были перенесены в долину Цэнхэр-Гола, левого притока Керулена, на участок, расположенный в 1—1,5 *км* ниже впадения в нее первой долины. Ширина долины Цэнхэр-Гола достигала 1,2—1,3 *км*, и поток ее аллювиальных вод представлялся более значительным и устойчивым.

Для этого на участке водозабора поперек потока на расстоянии 100 *м* одна от другой было пробурено несколько скважин. Дебит отдельных скважин достигал 25 *л/сек*, а суммарный максимальный водозабор в первый год эксплуатации 65 *л/сек*, что в целом позволило обеспечить установленный план добычи оловянных концентратов, так как содержание олова в песках и их промывистость оказались несколько выше принятых при проектировании. Опытными работами на участке водозабора была определена действительная скорость потока аллювиальных вод — 1,87 *м/сутки* и его расход — 312 *л/сек*.

В конце 1950 г. возникла необходимость некоторого расширения работ по добыче олова, в связи с чем потребность в технической воде возросла до 830 *л/сек*. При запроектированном использовании 40% оборотной воды потребность в воде для промывки того же количества песков в конечном итоге была определена в 500 *л/сек*. Поскольку не было оснований рассчитывать на получение такого большого количества воды с одного участка водозабора, было решено построить в долине Цэнхэр-Гола три участка водозабора. Расстояние между участками водозабора ориентировочно определили в 3,5 *км* (рис. 9).

На первом участке водозабора было пробурено 18 разведочно-эксплуатационных скважин, расположенных в одном створе через 50 *м* одна от другой. В его юго-западной части скв. 315 на глубине 22 *м* вскрыла верхнепермские сланцы, которые по отношению к аллювиальной толще можно считать водоупорными. Аллювиальные отложения в этой части створа представлены в основном разнозернистыми песками, часто пылеватыми и глинистыми с гравием, галькой и единичными валунами. По направлению к скв. 309 пески сменяются гравийно-песчано-галечниковыми отложениями значительной мощности, которые к северо-востоку постепенно уступают место песчано-гравийным образованиям. К скв. 305 мощность гравийных отложений уменьшается и они сменяются песчаными образованиями с большим количеством пылеватых и глинистых частиц. В районе скв. 314 и 316 опять преобладают гравийно-галечниковые отложения. Ниже аллювиальных залегают условно меловые или третичные отложения, состоящие из плотных песков, переслаивающихся с глинами и, возможно, с конгломератами, разрушенными при бурении до гравия.

На участке водозабора встречены многолетнемерзлые породы. Верхняя граница мерзлой зоны в августе — сентябре находилась на глубине 1,4—3 *м*. Мощность ее изменяется от 8,5 до 13,5 *м*. В крайних скважинах она уменьшается до 1,3—6,8 *м*. Наличием многолетнемерзлых пород обусловлено присутствие на участке водозабора двух водоносных горизонтов: надмерзлотного и подмерзлотного. Первый горизонт практического интереса не представляет. Важное значение имеют подмерзлотные воды, залегающие сразу

под толщей промороженных пород и обладающие напором 8—15 *м*. Минимальное положение уровня водоносного горизонта — 0,21—0,95 *м* наблюдалось осенью, в некоторых скважинах он поднимался на 0,06—0,5 *м* выше поверхности земли, и скважины изливались. Дебит отдельных скважин описываемого участка достигал 4,95—27,5 *л/сек* при понижениях пьезометрического уровня от 1,68 до 12 *м*. Суммарная производительность всех скважин, определенная С. П. Албулом по данным опытных откачек, составляла 323,42 *л/сек*.

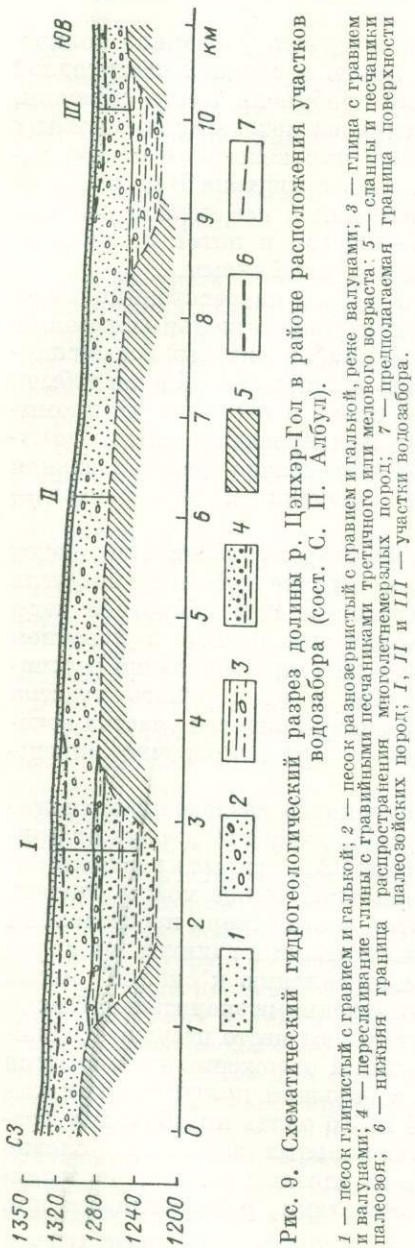


Рис. 9. Схематический гидрогеологический разрез долины р. Цэнхэр-Гол в районе расположения участков водозабора (сост. С. П. Албул).

1 — песок глинистый с гравием и галькой; *2* — песок разнозернистый с гравием и галькой, реже валунами; *3* — глина с гравием и валунами; *4* — переслаивание глины с гравийными песчаниками третичного или мелового возраста; *5* — сланцы и песчаники палеозоя; *6* — нижняя граница распространения многолетнемерзлых пород; *7* — предполагаемая граница поверхности палеозойских пород; *I*, *II* и *III* — участки водозабора.

Второй участок водозабора состоял из 13 скважин, расположенных на том же расстоянии одна от другой. Геологическое строение и гидрогеологические условия его более простые, чем у первого участка. Самые древние образования в его разрезе — пермские отложения слагают оба борта долины и залегают под аллювиальными породами на глубине 32—34 *м*. Аллювиальные отложения здесь более однородны и представлены главным образом крупнозернистыми песками с большим количеством гальки и гравия, иногда встречаются мелкие валуны. Пылеватые и глинистые частицы присутствуют в разрезе в незначительном количестве. Многолетнемерзлых пород на участке водозабора нет, и подземная вода имеет свободную поверхность, залегая на глубине около 3 *м*. Вследствие более однородного состава аллювиальных отложений дебит скважин этого участка изменялся от 15,4 до 27,5 *л/сек* при снижениях уровня воды от 0,9 до 3 *м*, суммарная производительность всех скважин по данным того же автора составила 310,52 *л/сек*.

Третий участок водозабора, как и второй, состоял из 13 скважин, пробуренных через 50 *м* одна от другой (рис. 10). Аллювиальные отложения мощностью 35—39 *м* залегают здесь на красных глинах условно третичного или мелового возраста. Эти глины встречены некоторыми скважинами также по правому и левому борту долины. Аллювиальные отложения на участке представлены песчано-гравийными образованиями, содержащими местами довольно значительное количество пылевато-глинистого материала. Здесь также были встречены многолетнемерзлые породы. Мощность мерзлой зоны изменялась от 4,8 до 7,9 *м*, а верхняя ее граница находилась на глубине 1,5—2 *м*. В связи с наличием многолетнемерзлых пород вскрытые скважинами аллювиальные воды обладали напором от 5,3 до 9,05 *м*. Из-за неоднородного состава аллювиальных отложений дебит скважин изменялся довольно сильно и в своих крайних значениях составил 4,10—24,4 *л/сек*. Суммарная производительность всех скважин определена С. П. Албулом в 259,49 *л/сек*.

На всех участках скважины с начальным диаметром 12″ и конечным 8″—10″ на всю мощность вскрытых ими водоносных горизонтов были оборудованы фильтрами, а для подъема воды — глубоководными насосами АТН-8 и АТН-10. Вода из скважин свободно изливалась в лоток, по которому поступала в единый водосборный бассейн. Для сохранения части воз-

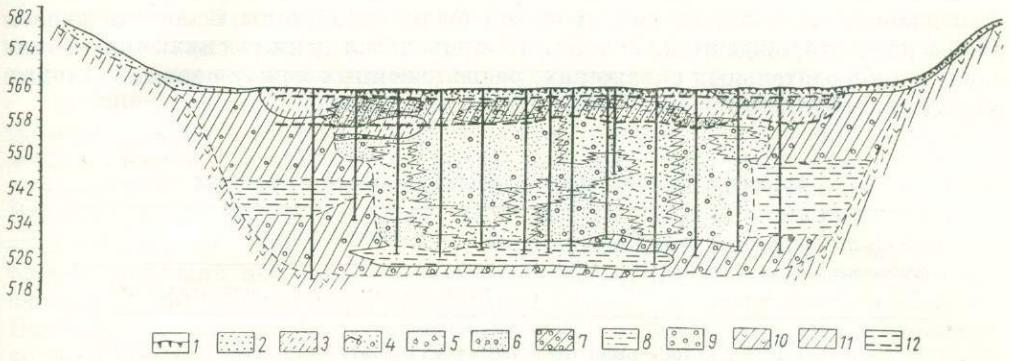


Рис. 10. Гидрогеологический разрез третьего участка водозабора в долине р. Цэнхэр-Гол (сост. С. П. Албул и Н. А. Маринов).

1 — почвенно-растительный слой; *2* — песок с галькой и гравием; *3* — пылеватая супесь с гравием; *4* — пылеватый и глинистый песок с гравием, галькой и щебнем; *5* — пылеватый и глинистый песок с гравием; *6* — галечник с гравием, щебнем и песком; *7* — глина третичная или меловая с галькой и щебнем; *8* — глина третичная или меловая с гравием; *9* — валуны; *10* — выветрелая зона песчаников и сланцев палеозоя; *11* — сланцы и песчаники палеозоя; *12* — граница многолетнемерзлых пород.

вратных и задержания поверхностных вод Цэнхэр-Гола перед каждым участком водозабора были построены невысокие дамбы. Для быстрейшего попадания возвратных вод в водоносный горизонт перед вторым и третьим участками водозаборов пробурили несколько поглощающих скважин диаметром 12″ и 14″, глубиной 5—6 *м* на втором участке водозабора и 10—12 *м* на третьем. Чтобы избежать заиления водоносного горизонта взвешенными в воде частицами, устья скважин были оборудованы специальными крышками с сеткой. Для изучения развития воронки депрессии во время эксплуатации водозабора между первым и вторым его участками пробурили сеть наблюдательных скважин.

Расход первого участка водозабора в зависимости от числа работающих скважин колебался от 71,8 (3 скважины, 3/VI 1951 г.) до 333 *л/сек* (10 скважин, 13/VIII 1951 г.). В среднем с первого участка водозабора за период эксплуатации поступало 250 *л/сек* воды, причем водозабор эксплуатировался круглосуточно.

Таблица 16

Расход воды на участках водозабора

Участки	Водозабор, *л/сек*			Расход потока аллювиальных вод, *л/сек*
	минимальный	максимальный	средний	
I	71,8	333	250	312
II	120	339	228	—
III	117	245	172	—
	308,8	917	650	312

На втором участке водозабора за период эксплуатации с 10/VII 1951 г. по 31/X 1951 г. забиралось воды от 120 (7 скважин, 21/X 1951 г.) до 339,3 *л/сек* (11 скважин, 8/VIII 1951 г.). Средний расход воды на участке составил 228 *л/сек*.

Третий участок водозабора вступил в эксплуатацию 27/VII 1951 г. Наблюдения показали, что производительность этого участка изменялась в зависимости от числа работающих скважин от 117 (8 скважин, 31/VII 1951 г.) до 245 *л/сек* (12 скважин, 10/VIII 1951 г.). Среднесуточный расход воды на участке составил 172 *л/сек*.

В табл. 16 приведены сводные данные о минимальном, максимальном и среднем расходе воды на отдельных участках водозабора в сравнении с расходом потока аллювиальных вод.

Из табл. 16 видно, что максимальный водозабор на всех трех участках превышал расход потока аллювиальных вод почти в 3 раза, а средний несколько более чем в 2 раза. Такой режим эксплуатации поддерживался на протяжении нескольких лет, пока не были отработаны основные запасы олова на месторождениях. В табл. 17 приводятся данные снижения уровня воды в наблюдательных скважинах, расположенных между первым и вторым участками водозабора.

Таблица 17

Снижение уровня воды в наблюдательных скважинах

№ скважины	Глубина, *м*	Расстояние от участков водозаборов, *м*	Снижение уровня, *м*	
			минимальное	максимальное
2-н	15,0	150, вниз от I участка	1,26 (4/VII 1951)	3,0 (3/VIII 1951)
3-н	13,0	250, то же	0,40 (21/VII 1951)	1,46 (4/VIII 1951)
4-н	12,5	500 »	Незначительные колебания уровня, обусловленные изменением погоды	
5-н	11,9	1762,5 »		
6-н	11,9	500, вверх от II участка		
7-н	12,5	250, то же	2,42 (7/VIII 1951)	3,22 (13/VIII 1951)
8-н	21,1	150 »	3,53 (6/VIII 1951)	4,50 (13/VIII 1951)

Как видно из табл. 17, уровень понижался лишь в наблюдательных скважинах 2-н, 3-н, 7-н и 8-н, расположенных соответственно в 150—250 *м* вниз от первого и вверх от второго участков водозабора. Уровень аллювиального потока в скважинах 4-н, 5-н, 6-н варьировал незначительно, что связано с естественным колебанием зеркала подземных вод, обусловленным изменением климатических факторов.

Помимо наблюдательных скважин, находящихся между первым и вторым участками водозабора, в створе скважин первого участка пробурили наблюдательную скважину 1-н, а также следили за колебанием уровня в скв. 307, не включавшейся в эксплуатацию. За период эксплуатации участка водозабора в 1951 г. уровень воды в наблюдательной скважине понизился на 3,34 *м*, а в скв. 307 — на 2,69 *м*.

Опыт эксплуатации аллювиального потока долины Цэнхэр-Гола показывает, что при определенном режиме эксплуатации можно проектировать водозабор с расходом воды, значительно большим естественных возможностей аллювиального потока. При этом на участках водозабора расход потока свыше естественного увеличивается в результате возрастания уклонов и скоростей фильтрации при значительном снижении уровней.

Благодаря хорошим фильтрационным свойствам пород пойменно-аллювиальных отложений долины общее снижение уровней воды непосредственно в створах скважин относительно небольшое — около 10% столба воды в скважинах. Об этом свидетельствуют также и незначительные снижения уровней в наблюдательных скважинах.

Аллювиальные воды долины Улдзы вскрыты двумя скважинами, расположенными на расстоянии около 200 *км* одна от другой. Первая скважина (скв. 6) глубиной 30,3 *м* построена для водоснабжения Баян-Ула сомона. Вода в ней появилась на 2,1 *м* в разнозернистых песках с тонкими прослоями глин и большим количеством гальки и гравия. Во время опытной откачки получен приток воды к скважине — 2,4 *л/сек* при снижении уровня на 0,3 *м*. Вторая скважина (скв. 11) в аллювиальных отложениях Улдзы была

пройдена на 97 *км* железной дороги Борзя — Чойбалсан. Ее глубина 11,6 *м*, дебит более 1 *л/сек*.

Помимо скважин, известно несколько родников, питающихся водами древнеаллювиальных отложений Улдзы. Наиболее мощный родник № 278 (табл. 18) находится у б. базы «Скотэкспорта». Его дебит, по данным Н. А. Маринова, превышает 25 *л/сек*, родник Дэльгэр-Булак дает около 2 *л/сек* и т. д. Приведенные материалы показывают, что аллювиальные отложения Улдзы обводнены достаточно сильно и могут являться источником водоснабжения крупных населенных пунктов.

Водоносность аллювиальных отложений Орхона изучалась в районе Хара-Хоринского госхоза в связи с необходиостью его водоснабжения. Для этого на второй надпойменной террасе реки около монастыря Эрдэни-Дзу под руководством Г. Ф. Романова пробурили две скважины глубиною по 60 *м*. Вода скважинами была встречена на 27 и 34 *м*, причем в скв. 586 она обладает небольшим напором — 5,5 *м*. Водовмещающие породы представлены разнозернистыми песками с галькой и гравием, внизу глинистыми и пылеватыми. Дебит скважин при понижениях около 1 *м* составлял более 2 *л/сек*. Высокой обводненностью характеризуются и аллювиальные отложения долины Хары — правого притока Орхона. Неглубокие скважины, пробуренные здесь для водоснабжения спиртоводочного завода и поселка, дали дебит около 2 *л/сек*, причем в одной из них (скв. 5) при очень незначительном снижении уровня воды.

Интересные результаты бурения скважин на воду получены за последние годы в долине р. Идэрийн-Гол. Гидрогеологические исследования осуществлялись здесь под руководством Г. Ф. Романова и были связаны с водоснабжением строившегося в районе Тосынценгел сомона деревообрабатывающего завода. В процессе этих работ пробурили три скважины глубиной от 45 до 50 *м*. Скв. 583 и 584 встретили подмерзлотную напорную воду в разнозернистых, преимущественно кварцевых песках с галькой и гравием. Уровень воды в скважинах установился на глубине 2 *м*. Третья скважина (скв. 585) встретила свободную воду на глубине 3,65 *м* от поверхности земли. При бурении выявлена очень высокая обводненность пород: скважины при снижении уровня около 1 *м* имели дебит от 8 до 10 *л/сек*.

По другим речным долинам МНР нет данных о водоносности аллювиальных отложений. Однако на основе приведенных материалов можно предположить, что она мало чем будет отличаться от охарактеризованной выше.

При сопоставлении разрезов водовмещающих пород современных аллювиальных и древнеаллювиальных отложений совершенно определенно устанавливается большая выдержанность первых во всех речных долинах. В их составе наблюдаются главным образом разнозернистые пески с большим содержанием гравия и гальки, относительно редко в них встречаются прослои суглинков и глин.

Песчано-галечниковые образования древнеаллювиальных отложений характеризуются значительной примесью пылеватого и глинистого материала, часто в этих отложениях встречаются прослои глин и плотных суглинков, чем объясняется наличие в них напорных подземных вод. Однако из-за невыдержанности водоупорных горизонтов напорные воды имеют местное значение и, как правило, не распространяются на большие площади. По условиям залегания и движения аллювиальным водам присущ характер грунтовых потоков с общим уклоном зеркала вниз по падению дна долин и большую часть года от бортов к их центру. Как мы уже отмечали, питание их происходит за счет подтока подземных вод из коренных пород, атмосферных осадков и при высоком стоянии уровня рек за счет поверхностных вод, главным образом в пределах пойм. При низких горизонтах наблюдается обратное соотношение — питание реки за счет подтока аллювиальных вод.

По составу воды эти гидрокарбонатные натриево-кальциевые, реже хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, с весьма невысокой общей

Таблица 18

Родники, питающиеся водами четвертичных отложений

№ родника	Название и местонахождение родников; водовмещающие породы	Дебит, *л/сек*
	Современные аллювиальные отложения	
618	По. Сангино, правый берег долины р. Тола	4,0
630	Долина р. Сельба, в 3 *км* от устья	2,0
631	То же	1,5
1126	Правый берег р. Цэнхэр-Гол, на 181 *км* от Улан-Батора, в долине реки	1,0
1127	То же	0,2
	Древнеаллювиальные отложения	
278	У б. базы «Скотэкспорта», на левом берегу р. Улдза	25,4
416	В 3 *км* на юго-запад от ст. Керулен-Гол	2,2
2742	Долина р. Чоноин-Гол	1,3
	Аллювиально-пролювиальные отложения	
47	Верховье р. Хучжырыйн-Гол, правый приток р. Цзэлгэр-Гол (Желтура)	3,0
49	Ноян-Булак, в 19 *км* к северо-западу от Цаган-Нурыйн сомона	2,0
52	Бэлэн-Булак, хр. Бутэлыйн-Нуру	1,0
53	В 2,4 *км* на север от Цаган-Нурыйн сомона, на поверхности конуса выноса пади, прорезающей южный склон хр. Худжингдин-Нуру	8,0
55	Северо-западный склон хр. Худжингдин-Нуру	0,5
58	На дне долины, впадающей у устья р. Цзун-Апа-Гол, юго-восточный склон того же хребта	10,0
66	Дзун-Булак, юго-восточный склон того же хребта, в 3 *км* от р. Селенга	0,5—0,8
80	Северный склон хр. Хангай-Нуру, в 16 *км* юго-восточнее с. Шамары	5,0
83	Долина р. Сангалтуин-Гол, впадающая слева в р. Манхатуин-Гол	0,5
84	Нарин-Булак, в 4 *км* на юг-юго-запад от г. Баян-Хара-Обо	1,0
85	Юго-восточный склон хр. Бутэлыйн-Нуру	0,3
86	Юго-восточный склон хр. Бутэлыйн-Нуру, у подножья южного склона горы Дубхан-Хан-Ула	1,5
87	В пади, прорезающей юго-западный склон горы Дубхан-Хан-Ула	0,3
89	Юго-восточный склон горы Дубхан-Хан-Ула	0,1
90	Верховье р. Цадаин-Гол, юго-восточный склон той же горы	5,0
91	Левый склон долины р. Цадаин-Гол, у выхода ее из горы Дубхан-Хан-Ула	10,0
92	Юго-восточный склон горы Дубхан-Хан-Ула	0,5
93	В 0,6 *км* на восток-юго-восток от Номон-Хан—Ламыйн хид	2,5
94	В 3 *км* на северо-восток от того же пункта, в пади	0,2
95	Правобережье р. Селенга, в 7 *км* на юго-запад от родника № 94	3,0
97	Верховье р. Сучжыйн-Гол, правобережье р. Селенга	8,0
98	На дне пади, впадающей слева в р. Сучжыйн-Гол	3,0
100	Левобережье р. Тарбагатайн-Гол, впадающей слева в р. Орхон	10,0
104	Северо-восточный склон хр. Хангай-Нуру, в 12 *км* к юго-западу от с. Ибицих, верховье долины р. Бумбату-гол	1,0
105	Моносту-Булак, юго-западный склон хр. Хангай-Нуру, верховье пади	3,0
106	Тала-Булак, южный склон хр. Хангай-Нуру	2,0
107	Верховье р. Чулуту-Гол, в основании правого склона долины	8,0
108	Верховье р. Хучжиртуин-Булак, дно пади	7,0
110	Низовье р. Ихэ-Булак, юго-восточный склон хр. Хангай-Нуру	5,0
112	Верховье р. Булак-Гол, в 19,5 *км* к северо-востоку от места впадения р. Баян-Гол в р. Иуру-Гол	3,0
134	Правый склон долины р. Хуыйн-Гол	3,0
135	Верховье пади Тахильтуин-Ара-Гол	0,1
136	Падь р. Аршанту-Гол	1,5—2,0
137	Верховье пади р. Аршанту-Гол	2,5

Продолжение табл. 18

№ родника	Название и местонахождение родников; водовмещающие породы	Дебит, *л/сек*
138	Восточнее слияния падей Шара-Холой и Шабартай	2,5
143	Средняя часть пади Шарага-Мориту	0,2
145	В левой устьевой части пади Шаргайту	2,0
146	Верхняя часть долины р. Сельба, у правого склона	1,5
147	Правый склон пади Цзун-Сала	1,0
148	Левый склон пади Чжигчжид, в 1 *км* от устья	0,2
149	Падь Шаргайту	0,8
150	Правый склон долины р. Сельба, в устье пади Шарагайту	3,0
152	Левый склон долины р. Сельба, в 3 *км* выше дома отдыха	3,0
154	Правый склон долины р. Улятайн-Гол, в 1 *км* ниже устья пади Хойту-Баян-Гол	0,2
155	Правый склон долины р. Улятайн-Гол, в 2 *км* ниже устья пади Хойту-Баян-Гол	10,0
156	Правый склон долины р. Улятайн-Гол, в 2 *км* ниже устья пади Урида-Баян-Гол	6—8
157	Ниже слияния падей Хацурыйн-Гол и Бугутуин-Гол	1,5—2,0
159	Верховье р. Барун-Баян	0,1
162	Правый склон долины р. Барун-Баян, в устье	0,1
188	В 1,5 *км* к западу от р. Шусыйн-Ара	0,05
189	В 5 *км* к западу-северо-западу горы Шусыйн-Ара	1,94
190	Худжиртыйн-Булак	1,5
191	В 10 *км* к северо-западу от горы Дэльгэр-Хан, в центральной части долины	10,0
193	Бован-Булак	0,25
194	В 20 *км* северо-восточнее горы Сайхан-Тологой	1,94
195	В 8 *км* южнее Хучжиртуин-Булак	0,7
196	В 8 *км* восточнее горы Сайхан-Тологой	5,0
199	В 2 *км* северо-восточнее горы Ихэ-Утуг	8,0
201	В 12 *км* юго-восточнее горы Бату-Норбо	2,16
203	В 5 *км* севернее горы Баян-Цзурихэ	1,0
212	В 14 *км* северо-западнее Дара-Эхэин хид	2,5
214	В 11 *км* северо-западнее Дара-Эхэин хид	0,14
218	В 7 *км* северо-восточнее родника Барун-Булак	0,2
227	В 6 *км* севернее горы Хуху-Чулу	1,2
259	Горихоту-Булак, в 52 *км* север-северо-западнее Даши-Балбар сомона	2,1
261	Барун-Булак, в 51 *км* северо-западнее Даши-Балбар сомона	2,5
264	Хундэй-Булак, в 24 *км* северо-западнее Даши-Балбар сомона	1,3
266	Дельгэр-Булак, в 10 *км* юго-западнее пос. Эрэн-Цав	1,6
272	Бага-Тарбагату-Булак, в 35 *км* северо-западнее Даши-Балбар сомона	1,1
275	Чулуту-Булак, в 18 *км* севернее Даши-Балбар сомона	1,5
276	Энгер-Булак, в 25 *км* севернее Даши-Балбар сомона	1,2
277	Баян-Тологой-Булак, в 18 *км* северо-западнее Даши-Балбар сомона	1,3
279	Бусыйн-Гол, южнее оз. Голутыйн-Нур, в 25 *км* на юго-запад от пос. Эрэн-Цав	0,5
291	Шавартын-Бурдын-Булак, вал Чингизхана, в 9 *км* восточнее-северо-восточнее горы Цаган-Ула	4,1
293	В 8 *км* восточнее Джарахайлин-Урто	2,0
308	В 20 *км* на юго-восток от горы Барун-Суджин-Ундур, в 50 *км* южнее Даши-Балбар сомона	0,6
310	Дзун-Уртын-Булак, в 17 *км* западнее оз. Сумийн-Нур	0,2
311	Байшатын-Булак	1,5
312	В 7 *км* севернее горы Боро-Ундур, южнее Даши-Балбар сомона	0,3
313	В 2 *км* южнее родника Джаргаланта-Булак и севернее горы Боро-Ундур	0,1
319	Будун-Булак, в 20 *км* на север-северо-запад от горы Шабарта-Ундур	2,3
324	Бумбату-Булак, в 95 *км* на север-северо-запад от Чойбалсана	0,3
329	Ургун-Ширха-Булак, в 64 *км* северо-западнее Дабусун сомона	0,6
330	Ульдык-Булак, в 5 *км* северо-восточнее горы Шабарта-Ундур	0,05
333	Хубо-Булак, в 55 *км* северо-западнее Дабусун сомона	0,3
346	В долине, впадающей с юго-запада в ур. Баян-Эрхэтэ Гоби	0,01

Продолжение табл. 18

№ родника	Название и местонахождение родников; водовмещающие породы	Дебит, *л/сек*
462	В 2,5 *км* севернее оз. Шербок-Нур	0,1
476	Чулун-Булак, в 75 *км* восточнее-северо-восточнее Чойбалсана	2,2
606	В 25 *км* севернее Улан-Батора, по дороге в Сухэ-Батор	0,3
610	Падь Тахильтуин-Ама, южнее Улан-Батора	1,5—2,0
612	Правый распадок верховья долины р. Баян-Гол	1,0—1,2
613	Средняя часть долины р. Баян-Гол	0,8—1,0
615	Безымянная падь восточнее долины р. Баян-Гол	2,0—3,0
616	То же, в 0,5 *км* ниже родника 615	2,0
619	Падь Барун-Сала	1,5—2,0
620	Ниже слияния падей Барун-Сала и Цзун-Сала	4,0—5,0
622	Правый склон долины р. Сельба, в устье пади с китайским кладбищем	0,5
624	Правый склон долины р. Сельба, ниже китайского кладбища	0,5
766	Устьевая часть безымянной пади, восточнее долины Хачур-Гол	1,5
767	То же, в 1 *км* ниже родника № 766	1,0
769	Устьевая часть второго распадка по левому склону долины Бага-Дэндэй-Хундэй	1,5
772	Левосторонний распадок урочища Бага-Дэндэй-Хундэй	1,0
773	Левосторонний распадок в устье долины Бага-Дэндэй-Хундэй	3—5
777	Севернее места слияния рек Терельчжа и Тола	1,0
779	Правый борт пади Ара-Сулутуин-Хундэй, в устьевой части	1,0
782	Долина р. Шохоин-Гол, у известкового завода	0,5
783	Средняя часть правостороннего распадка долины р. Шохоин-Гол	0,5
784	Русло р. Ара-Сулунгин-Хундэй, в верховьях	1,5
790	Южный склон горы Богдо-Ула, верховье пади Тургэни-Ама	0,5
798	То же, верховье левостороннего распадка долины р. Тургэни-Ама	0,3
799	Долина р. Тургэни-Ама, в верховьях	1,0
801	Левый борт пади, идущей параллельно долине р. Хушиаги-Хундэй	1,5
803	Устье пади Шабарту-Хундэй	1,5
804	Левый борт долины р. Тола, в 6 *км* от пос. Налайха, по дороге на Ундэр-Хан	10,0
807	В 1 *км* на северо-восток от перевала Баян-Даба, на дне пади	6,09
808	В 4 *км* на восток от перевала Баян-Даба, на дне пади	0,18
809	В 3—4 *км* восточнее горы Баян-Дабалыин—Урду-Шабху	2,8
815	В 80 *км* от Улан-Батора, по дороге на Ундэр-Хан, на дне пади	0,2
1108	На 94 *км* от Улан-Батора, по дороге на Ундэр-Хан	8,4
1113	В 4 *км* северо-восточнее родника Харцатыин-Булак	0,1
1114	В 134 *км* от Улан-Батора по дороге на Ундэр-Хан, на дне небольшой долины	0,1—0,2
1125	Бэцэхыин-Булак, в 4 *км* на юго-восток от горы Цэнхэр-Мандал-Обо	0,8
1138	Устье урочища Ургун-Ширэ, на дне долины	0,8
1152	В 18 *км* северо-западнее Идэрмэг сомона	0,25
1154	В 4 *км* восточнее Дара-Эхэин хид	1,0
1161	Бурхантайн-Булак, в районе Баян-Обо сомона	2,0—3,0
1172	Шибэтыйн-Булак, то же	3,0
1443	Адагин-Булак	1,0
1716	В 10 *км* восточнее Даянгин хид	5,0
1732	Джаргаланта-Булак, в 10 *км* юго-юго-восточнее Даянгин хид	1,0
1842	В 4 *км* юго-западнее Эрэн сомона	0,2
1999	Тугургин-Худук	2,0
2635	Тетинхул-Булак, долина р. Дзагастын-Гол	0,2
2638	Усуни-Булак, долина р. Дзагастын-Гол	0,2
2639	Хабцагын-Булак	0,75
2644	В 60—70 *км* на юго-восток от пос. Бирута	0,8
2662	Урочище Хашата, в 31 *км* на юго-запад от оз. Лааг-Нур	0,2
2702	В 4 *км* южнее Хулусутаин сомона	0,5
2705	В 7,5 *км* от Сутул-Хан-Ула	0,3
2727	Долина р. Чжорон-Гол, в 3 *км* выше устья	1,1
2738	У высот 1108,0 и 1023,7 *м*	1,6
3000	Нарин-Булак, Южная Гоби	0,05
3001	Южная Гоби, в 1,5 *км* к востоку от высоты 1304,3	0,05

Продолжение табл. 18

№ родника	Название и местонахождение родников; водовмещающие породы	Дебит, *л/сек*
3002	Эрикт-Булак, Южная Гоби	0,40
3003	Южная Гоби, в 2,2 *км* к северо-северо-западу от высоты 1203,5 *м*	0,08
3004	Долина Сарын-Булак, Южная Гоби	0,08
3005	Южная Гоби, в 4,5 *км* к северу от высоты 1188,5 *м*	0,08
3006	Южная Гоби, в 2,1 *км* к северо-северо-востоку от высоты 1276,9 *м*	0,10
3007	Южная Гоби, в 2,2 *км* к северо-востоку от высоты 1209,2 *м*	0,027
3008	Южная Гоби, в 2,5 *км* к югу-юго-западу от высоты 1275,8 *м*	0,08
3009	Южная Гоби, в 1,4 *км* к северо-востоку от высоты 1203,5 *м*	0,03
3010	Южная Гоби, в 3,6 *км* северо-северо-западнее от высоты 1129,9 *м*	0,03
3011	Южная Гоби, в 4,5 *км* к юго-юго-западу от Дэн-Худука	0,35
	Озерно-аллювиальные отложения	
76	Даг-Булак, левобережье р. Бируин-Гол, в 15 *км* к юго-западу от пос. Алтан-Булак	6,0
2422	В 10 *км* на юг от пос. Тамцаг-Булак	1,9—2,0
2424	В 5—6 *км* на юг от пос. Тамцаг-Булак	8,38
	Эоловые отложения	
1902	В 10 *км* южнее Ихэ-Хид-лан, на склоне бархана	9,4
2067	В 22 *км* северо-восточнее Юхнэ-Дариганга сомона	1,0
2073	Сутын-Булак, у Сутын хид	5,5
2682	В 13 *км* на юго-восток от горы Дзабсар	0,14
2712	Хамата-Булак	0,2

минерализацией и небольшой жесткостью. Они имеют также большое народнохозяйственное значение, так как являются надежным источником водоснабжения не только мелких сельскохозяйственных объектов, но и крупных городов и промышленных предприятий.

Воды аллювиально-пролювиальных отложений распространены по многочисленным мелким, в большинстве своем без поверхностного стока, долинам, а также в верховьях крупных речных долин. В отличие от аллювиальных отложений в составе аллювo-пролювия наблюдается значительное содержание глинистых разностей пород и большое количество угловато-окатанного и щебнистого материала, особенно в нижних частях разреза долин. В целом сортировка материала в этих отложениях менее совершенна, чем в аллювие, что существенно сказывается и на характере их водоносности.

Подземные воды в этих отложениях залегают обычно на глубине 1,5—2, редко 4—5 *м*, но иногда в высокоприподнятых долинах они находятся на глубине 17—18 *м* и вскрываются многочисленными шахтными колодцами, построенными местным населением для получения питьевой и хозяйственной воды. Дебит колодцев обычно небольшой — 0,2 — 0,3 *л/сек*, редко 0,5—1 *л/сек*.

В некоторых долинах мощность аллювиально-пролювиальных отложений довольно значительна, и в них вскрывается по нескольку водоносных горизонтов. Так, например, В. Н. Попов по исследованиям в Орхоно-Харинском междуречьи, северо-западнее Улан-Батора, в одной из сухих долин установил в этих отложениях три водоносных горизонта, залегающих на глубине 14,1; 21,1 и 29 *м*. Первый горизонт свободный, два нижних — напорные, причем пьезометрический уровень третьего горизонта установился на 12,25 *м* ниже такового в первом. Водоносные горизонты представлены разнозернистыми пылеватыми песками мощностью от 2 до 4 *м* и имеют слабую фильтрационную способность (коэффициент фильтрации 0,24 *м/сутки*). Расход третьего водоносного горизонта составляет около 0,5 *л/сек*.

Аллювиально-пролювиальные отложения Южной Гоби формируются обычно в небольших сухих долинах. По данных С. Д. Капранова, они представляют собой чередование желто-бурых разнозернистых глинистых и пылеватых песков с очень значительным количеством преимущественно мелкой щебенки, с переотложенными красными глинами, а местами пестрыми суглинками и глинами, также содержащими очень много мелкого обломочного материала, особенно в основании разреза на контакте с подстилающими их скальными породами палеозоя. Мощность отложений колеблется от 3 до 7 *м*, иногда достигает 10 *м*. Глубина до зеркала воды — 0,1—3,8 *м*. Коэффициенты фильтрации отложений, определенные по данным откачек, изменяются от 5,1 до 27 *м/сутки*.

Помимо колодцев и скважин, с аллювиально-пролювиальными отложениями связаны многочисленные родники. Особенно их много в северной, горной части страны, расчлененной мелкими долинами, и где выпадает много атмосферных осадков. Значительное количество их имеет здесь достаточно высокий дебит. Так, например, по 10 *л/сек* дают родники, находящиеся в некоторых долинах, дренирующих хр. Худжингдин-Нуру (см. табл. 18), и родник, расположенный на левобережье р. Тарбагатайн-Гол. Часты также родники с дебитом 8,5 и 3 *л/сек*. По направлению на юг дебит родников постепенно падает, хотя и здесь встречаются родники с дебитом до 8 и даже 10 *л/сек* (№ 191 и 804). Но это уже единичные родники. Большинство родников имеют дебит до 1—2 *л/сек*. Совсем ничтожный дебит дают родники, находящиеся в Южной Гоби. По данным С. Д. Капранова, находящийся здесь в одноименной долине родник Сарын-Булак имеет дебит всего лишь 0,08 *л/сек*.

Аналогичен дебит родников, расположенных к северо-северо-западу от высоты 1203,5 (№ 3003), в 4,5 *км* севернее высоты 1188,5 (№ 3005), в 2,5 *км* к юго-юго-западу от высоты 1275,8 (№ 3008). Еще меньший дебит — по 0,03 *л/сек* имеют родники № 3009 и 3010, расположенные соответственно в 1,4 *км* к северо-востоку от высоты 1203,5 *м* и в 3,6 *км* северо-северо-западнее высоты 1129,9 *м*. Некоторое, но не столь резкое уменьшение дебита родников наблюдается и к востоку от горной части страны. Так, по наблюдениям Н. А. Маринова, Н. Е. Невзорова и Н. Ф. Соловьева, родники Бумбату-Булак (№ 324) и Хубо-Булак (№ 333), находящиеся в пределах Восточно-Монгольской равнины, имеют дебит по 0,3 *л/сек*, Ургун-Ширха-Булак — 0,6 *л/сек*. Дебит родников, дренирующих отдельные участки хр. Нукут-Дабан, в основном не превышает 1,5 *л/сек*, обычно значительно меньше.

В приведенной далеко не полной характеристике водоносности аллювиально-пролювиальных отложений подчеркивается прежде всего тесная зависимость обводненности этих отложений от количества выпадающих атмосферных осадков. Действительно, если в северной части МНР родники, связанные с аллювиально-пролювиальными отложениями, имеют дебит до 8—10 *л/сек*, то в Южной Гоби, где осадков выпадает меньше 100 *мм* в год, родники дают 0,08 и даже 0,03 *л/сек*, т. е. в 100—300 раз меньше. С количеством осадков, неравномерно выпадающих на территории страны, связана также различная плотность родников на единицу площади. Если на севере описываемой территории родники встречаются относительно часто, то в восточной и особенно в южной частях ее они чрезвычайно редкое явление.

Замечено также, что дебит родников зависит от площади их водосборных бассейнов. При прочих равных условиях, родники, расположенные в верховьях долин, имеют, как правило, меньший дебит по сравнению с родниками, находящимися в устьевых частях долин.

Питание подземных вод аллювиально-пролювиальных отложений происходит за счет атмосферных осадков, выпадающих на площади их распространения, но главным образом за счет дренажа обрамляющих долины горных возвышенностей, сложенных обычно более древними коренными породами. Таким образом, эти воды по своему происхождению и составу являются ком-

плексными водами. Они отражают особенности подземных вод ряда водоносных комплексов и гидрогеологических формаций.

По составу воды аллювиально-пролювиальных отложений в различных районах страны не одинаковы. В северной части страны, где выпадает много атмосферных осадков, это преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные — натриево-щелочноземельные воды, общая минерализация которых не превышает 0,3—0,4 *г/л*. В гобийской части страны развиты сульфатно-содовые воды, типичные для областей с засушливым климатом. Минерализация этих вод возрастает здесь иногда до 1,6 *г/л*. Они широко используются для водоснабжения мелких сельскохозяйственных объектов, в некоторых районах на эксплуатации их основано водоснабжение небольших населенных пунктов.

Пролювиальные отложения, как мы уже отмечали, распространены главным образом на юге Монголии, где они слагают многочисленные конусы выноса и выполняют овражно-балочную сеть. Водовмещающие породы этих отложений чрезвычайно неоднородны; в оврагах, балках и в верхних частях конусов выноса они представлены главным образом грубозернистыми гравийно-галечными, слабо пылеватыми, песками, а в низовьях тонкозернистыми, хорошо отсортированными их разностями, а также супесями и редко суглинками.

По данным А. Т. Иванова [56], грунтовые воды, находящиеся в этих отложениях, в балках и оврагах залегают на небольшой глубине (1,5—2 *м*), но по выходе из гор резко погружаются, иногда на несколько десятков, а по расчетам В. И. Заверина, и сотен метров. Питание грунтовых вод пролювиальных отложений происходит главным образом за счет подтока подземных вод со стороны коренных склонов долин, инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, образующих очень крупные и бурные водотоки после обильных ливней и, несомненно, теряющих часть этих вод в пролювиальных отложениях. Дебиты родников и колодцев, питающихся грунтовыми водами пролювиальных отложений, незначительные, но качество воды достаточно высокое — они в большинстве своем слабо минерализованы и пригодны для питьевых целей и водопоя скота, по составу сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые.

Особую категорию составляют воды озерных и озерно-аллювиальных отложений, выполняющих древние долины и озерные котловины, лишенные поверхностного стока. Таковы, например, воды Тамцагского долинообразного понижения, озерных котловин Хух-Нур, Джирмин-Цаган-Нур, Дабаста-Нур и многих других.

Озерно-аллювиальные отложения Тамцагского долинообразного понижения, по данным М. И. Александровой, состоят преимущественно из разнозернистых песков, содержащих быстро выклинивающиеся линзы крупнозернистых песков, неотсортированных галечников, гравия, глин и суглинков. В урочищах Пароын-Шабар и Тунда-Шабар в озерно-аллювиальных отложениях наблюдается более тонкий материал, представленный супесями, суглинками и хорошо отмытыми тонкими песками. Но в подавляющем большинстве озерных котловин в озерно-аллювиальных отложениях прослеживается более тонкий материал, представленный супесями, суглинками и хорошо отмытыми песками, в редких котловинах встречаются хемогенные осадки.

Водоносные горизонты этих отложений отличаются невыдержанностью по мощности и распространению отдельных слоев. Преобладают мощности до 5—10 *м*, в отдельных котловинах больше.

Производительность колодцев, построенных в озерных отложениях, обычно небольшая. Например, в пределах Тамцагского понижения колодцы, получающие воду из этих отложений, дают от 0,03 до 0,3 *л/сек*. В урочищах Пароын-Шабар и Тунда-Шабар производительность колодцев — 0,05—0,08 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации пород, определенные В. Ф. Ковале-

вым по данным откачек из колодцев в Юго-Восточной Гоби, изменяются от 0,13 до 7,43 *м/сутки*.

Родники, связанные с озерно-аллювиальными отложениями, встречаются редко. М. И. Александрова описала несколько родников, которые она исследовала в пределах Тамцагского долинообразного понижения, где они имеют дебит от 1,5 до 8,4 *л/сек* (№ 2424). Несколько родников, приуроченных к этим отложениям, Н. Л. Кудрявцева наблюдала по западному берегу Хубсугула (Косогола) в Северной Монголии.

Воды озерно-аллювиальных отложений залегают обычно неглубоко от дневной поверхности — на глубине 1,5—2 *м* около озер и до 4, реже 10 *м* в некотором отдалении от них. Воды чаще всего свободные, напорные горизонты в этих отложениях наблюдаются относительно редко.

В озерных котловинах динамические условия существования подземных вод резко отличаются от таковых в других районах. Из-за отсутствия подземного стока в них, по-видимому, существуют условия застойного бассейна грунтовых вод, вследствие чего при неглубоком залегании подземных вод и под влиянием климатических особенностей страны здесь формируются солоноватые и соленые воды, хорошо подчеркивающие топографическую зональность грунтовых вод. В химическом составе их преобладают хлориды и сульфаты натрия и кальция, в условиях аридного климата Южной Монголии местами формируются содовые воды.

Запасы подземных вод озерных отложений пополняются главным образом за счет непосредственной инфильтрации атмосферных осадков, подтока воды из других водоносных пород и в некоторой мере за счет поверхностного стока. Используются эти воды (обычно роют неглубокие шахтные колодцы) преимущественно для водоснабжения мелких скотоводческих хозяйств.

Подземные воды в ряде районов МНР вскрыты в бугристо-грядовых песках. Так, на крайнем востоке страны, по данным М. И. Александровой и Н. Л. Кудрявцевой, колодцы, заложенные на дне древних межгрядовых понижений, имеют дебит от 0,02 до 0,3 *л/сек*, дебит родников не превышает 0,15 *л/сек*. На площади южнее Сайн-Шанда мощность эоловых песков, по материалам Ю. С. Желубовского и В. Ф. Ковалева, достигает 30 *м* и местами больше. Представлены они разнозернистыми разностями, хорошо пропускающими атмосферные осадки. Глубина залегания воды в песках достигает 5 *м*, а дебит водопунктов колеблется от 0,3 до 2 *л/сек*. С. Н. Алексейчик и А. Я. Стефаненко описали несколько родников, связанных с эоловыми песками на площади, расположенной юго-восточнее Сайн-Шанда. Наиболее значительный родник — Сутын-Булак имеет дебит до 5,5 *л/сек*; родник, находящийся в 22 *км* северо-восточнее Юхнэ-Дариганга сомона, дает воды 1 *л/сек*.

Воды эти обычно пресные, с сухим остатком до 1 *г/л*, по составу гидрокарбонатные натриевые и сульфатно-гидрокарбонатные, кальциево-натриевые.

Элювиально-делювиальные образования распространены преимущественно на склонах возвышенностей, а также на равнинных пространствах, выполненных мезо-кайнозойскими континентальными отложениями. Вследствие небольшой мощности отложений и грубого механического состава выдержанные водоносные горизонты в этих породах отсутствуют. Водоносны они обычно на небольшой площади в местах выхода родников и по мелким оврагам. На большей же части описываемой территории они, являясь неводоносными, пропускают воду в нижележащие коренные породы. Только там, где в этих породах встречаются достаточно выдержанные прослои глин или плотных суглинков, на них могут скапливаться атмосферные воды и образовывать маломощные водоносные горизонты, питание которых всецело зависит от выпадающих в районе осадков. Эти воды спорадически встречаются в различных районах МНР, но надежным источником водоснабжения они не могут быть. Колодцы их вскрывают обычно на глубине 2—3 *м* и имеют дебит 0,1—0,3 *л/сек*. Водоносность ледниковых отложений Монголии не изучена.

В заключение описания общей характеристики водоносного комплекса четвертичных отложений скажем еще несколько слов о водах так называемых горных россыпей. Они формируются высоко в горах, среди развалов коренных пород, где часто образуют «водораздельные заболоченности», а иногда дают начало небольшим родникам. Впервые они наблюдались и были изучены автором в 1937 г. в хр. Эрмана, в Восточном Забайкалье, затем в горах Эрэн-Даба, на крайнем северо-восточном окончании Хэнтэя. В центральной части последнего эти воды наблюдались Г. Л. Падалкой; А. Х. Иванов, М. А. Анпилов и Н. Л. Кудрявцева наблюдали их в горах Прихубсугулья и в нагорье Шишхид-Гола. По степени минерализации эти воды относятся к очень пресным, с плотным остатком 50—70 *мг/л*, а по составу — к гидрокарбонатным натриево-кремнеземным. Практическое значение вод невелико. Однако они имеют важное принципиальное значение, так как являются постоянным источником питания более глубоко залегающих подземных вод, что доказывает возможность участия в пополнении их запасов, помимо дождевых осадков, влаги из атмосферы воздуха, образующейся в результате конденсации. Более подробно этот вопрос мы рассмотрим далее.

ГЛАВА V

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Приведенная общая характеристика гидрогеологических формаций и водоносных комплексов показывает, что на территории Монголии распространены в основном два типа подземных вод — грунтовые и артезианские [1].

Первые распространены повсеместно, формируясь главным образом в коре и зоне выветривания скальных пород, в верхней части мезо-кайнозойских отложений, в озерных, озерно-аллювиальных и аллювиальных отложениях речных долин и озерных котловин. Артезианские воды приурочены к глубоким водоносным горизонтам межгорных впадин.

Эти два резко отличных типа подземных вод характеризуются и своими особенностями формирования химического состава. Химический состав грунтовых вод формируется главным образом под влиянием климата, рельефа местности, почвообразовательных и биохимических процессов, обменных реакций между водой и породами, состава пород, через которые просачиваются атмосферные осадки, а также пород, в которых они накапливаются и движутся.

На формирование химического состава артезианских вод перечисленные факторы оказывают меньшее влияние. Оно происходит в совершенно другой природной обстановке, характеризующейся наличием более высоких температур, резко отличными гидродинамическими условиями. Важное значение для формирования химического состава артезианских вод имеет история геологического развития межгорных котловин, внутреннее строение их, состав поглощающего комплекса водовмещающих пород.

В связи с изложенным целесообразно рассмотреть формирование химического состава этих двух, резко отличных между собой типов подземных вод раздельно.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ ВОД

Влияние климата на формирование химического состава грунтовых вод

Грунтовые воды — наиболее подвижная часть верхней оболочки земной коры. Залегая первыми от поверхности земли, они находятся под постоянным воздействием климатических факторов, среди которых главнейшими,

---

[1] Особое положение в Монголии занимают глубокие восходящие трещинно-жильные воды. Среди них наряду с пресными питьевыми водами встречаются термальные азотные и холодные углекислые лечебные минеральные воды. О формировании состава этих вод говорится в третьей части настоящей работы (*прим. ред. — Н. Т.*).

непосредственно влияющими на формирование их химических компонентов, являются состав приземного слоя воздуха и атмосферных осадков, температура, ветер.

По данным Б. А. Миртова [123], состав приземного слоя воздуха приведен в табл. 19.

Среднее содержание примесей в воздухе по данным того же автора дано в табл. 20.

Таблица 19

Состав приземного слоя воздуха

Газ	%
N_2	78,084±0,004
O_2	20,946±0,002
Ar	0,934±0,001
CO_2	0,030±0,003
Ne	$(1{,}821\pm0{,}004)\cdot10^{-3}$
He	$(5{,}239\pm0{,}05)\cdot10^{-4}$
Kr	$(1{,}14\pm0{,}01)\cdot10^{-4}$
Xe	$(8{,}7\pm0{,}1)\cdot10^{-6}$
H_2	$5\cdot10^{-5}$

Таблица 20

Содержание примесей в приземном слое воздуха

Газ	%
H_2O	0,1—2,8
CH_4	$1{,}5\cdot10^{-4}$
CO	$6\cdot10^{-4}$—$1{,}10^{-4}$
SO_2	$1{,}10^{-4}$
N_2O	$5{,}10^{-5}$
O_3	$1{,}10^{-6}$—$1{,}10^{-5}$
NO_2	$5\cdot10^{-8}$—$2\cdot10^{-6}$
Rn	$6\cdot10^{-18}$
NO_2	Следы

Эти компоненты состава воздуха, увлекаемые атмосферными осадками во время их выпадения, оказываются на поверхности земли. Среди них важнейшее значение имеют кислород и углекислота, которые активно участвуют в биохимических процессах, происходящих в верхней оболочке земной коры, а также в выщелачивании и растворении слагающих ее горных пород.

Однако не меньшее влияние на формирование химического состава грунтовых вод оказывают также соли, всегда присутствующие в приземном слое воздуха. Они попадают в атмосферу главным образом с потоками воздуха, идущими с моря на сушу; в результате подъема солей ветрами с поверхности земли и внутренних водоемов, вулканических извержений, атмосферных разрядов, загрязнения атмосферы газообразными отходами промышленных предприятий. Выпадающие атмосферные осадки также захватывают и растворяют соли, и они в конечном итоге в диссоциированном состоянии попадают в грунтовые воды.

По данным Е. С. Бурксера, Н. Е. Федоровой и Б. Б. Зайдлиса [20], среднее содержание ионов в атмосферных осадках по территории СССР приведено в табл. 21.

Таблица 21

Химический состав атмосферных осадков

Ионы	*мг/л*	Ионы	*мг/л*
Cl^-	5,46	Na^+	5,12
SO_4^{2-}	9,17	Ca^{2+}	4,82
HCO_3^-	18,20	Mg^{2+}	1,74
NO_3^-	1,70	NH_4^+	0,21

Как видно из табл. 21, содержание сульфатного иона в атмосферных осадках почти в 2 раза выше, чем хлор-иона, из катионов преобладают ионы натрия и кальция.

За последние годы изучению химического состава атмосферных осадков уделяется значительное внимание. В отдельных районах СССР от этих средних данных наблюдаются значительные качественные и количественные отклонения, обусловленные главным образом физико-географическими особенностями тех или иных регионов и положением их по отношению к водоемам, с которых соли попадают в атмосферу.

Для описываемой территории, к сожалению, таких данных нет. Поэтому, отмечая несомненное влияние атмосферных осадков на формирование химического состава грунтовых вод, мы вынуждены пользоваться данными о их составе по районам СССР, возможно ближе расположенным к территории Монголии.

К. В. Вотинцев [37] приводит интересные материалы по химическому составу атмосферных осадков Прибайкалья. Он указывает, что они относятся к бикарбонатно-кальциевым водам и имеют минерализацию от 7 до 9 *мг/л*. Характерно для них повышенное содержание органических веществ. Так, например, величина бихромной окисляемости достигает 3—3,5 *мг/л* O_2, перманганатной — 2—2,5 *мг/л* O_2. По мнению К. В. Вотинцева, это обусловлено влиянием тайги, выделяющей различные летучие органические вещества (эфирные масла, смолистые вещества и пр.), а летом, кроме того, массу пыльцы хвойных.

В работе В. В. Климочкина [78] сообщаются сведения о химическом составе атмосферных осадков для района с. Тарбагатай, расположенного в степной местности, в 60—70 *км* южнее Улан-Удэ (табл. 22).

Таблица 22

Химический состав атмосферных осадков района с. Тарбагатай

Тип осадков, дата выпадения	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации						
			HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	$CO_{2св}$
Дождевые, 4/VIII 1957 г.	0,03	*мг/л*	14,6	—	5,3	0,1	0,6	7,8	4,4
		мг-экв/л	0,24		0 15	—	0,05	0,34	
		% экв.	62		38		13	87	
Снеговые, 8/IV 1957 г.	0,03	*мг/л*	12,2	—	7,1	0,6	0,2	8	17,6
		мг-экв/л	0,20		0.20	0,03	0,02	0,35	
		% экв.	50		50	7	5	88	

Здесь как летние, так и зимние осадки имеют хлоридно-бикарбонатный натриевый состав и минерализацию почти в 3 раза выше, чем в Прибайкалье. Свободной углекислоты в летних осадках содержится 4,4 *мг/л*, а в зимних в 4 раза больше — 17,6 *мг/л*. Это объясняется, по-видимому, явлением смерзания, способствующим коагуляции более мелких частиц и капелек и образованию более значительных ядер конденсации. Характерно для химического состава этих осадков отсутствие в них сульфат-иона.

Приведенные данные о составе атмосферных осадков Забайкалья могут быть распространены на таежные и степные районы Монголии, так как их климатические условия сходны. Значительная часть Монголии, расположенная в гобийских районах, характеризуется полупустынным и пустынным климатом. Осадков здесь выпадает около 100 *мм* в год, а на самом юге меньше. Летняя температура очень высокая. В этой области постоянно дуют ветры. В таких климатических условиях широко распространены засоленные почвы, приуроченные главным образом к многочисленным озерным понижениям или равнинным пространствам, на поверхности которых часто образуются солевые корочки местами мощностью в несколько сантиметров. Во время сильных ветров и бурь с поверхности этих пространств поднимаются густые облака солончаковой пыли, — содержание солей в атмосфере увеличивается. Наряду с бикарбонатами и хлоридами натрия и кальция, характерными для таежных и степных районов Северной Монголии, здесь на юге МНР в атмосфере, несомненно, присутствуют сульфатные соли указанных элементов, причем общее содержание их, по-видимому, более высокое, чем в Забайкалье.

Во время дождей все эти соли вместе с атмосферными осадками выпадают на землю, а затем проникают в водоносные слои и принимают участие в формировании грунтовых вод. Такова в общих чертах краткая характеристика круговорота солей в природе и влияния их на формирование химического состава грунтовых вод.

Немаловажное значение для формирования химического состава грунтовых вод имеет также температура воздуха. Как мы уже отмечали, в распределении ее на территории Монголии наблюдается определенная закономерность. Северная часть страны находится в области отрицательных среднегодовых температур. Минимальная среднегодовая температура (—4° С) наблюдается в высокогорной части Хангая и Хэнтэя. К югу от нулевой изотермы среднегодовая температура воздуха постепенно увеличивается и примерно на широте города Далан-Цзадагада достигает максимума, равного +4° С.

Естественно, что такие изменения температуры воздуха, наблюдающиеся в Северной и Южной Монголии, не могли не влиять на формирование химического состава грунтовых вод, распространенных в указанных районах. Действительно, если обратиться к химическим анализам этих вод, приуроченных к одним и тем же гидрогеологическим формациям или водоносным комплексам, но развитым в северной и южной частях страны, то нетрудно заметить, что минерализация грунтовых вод юга Монголии по сравнению с минерализацией грунтовых вод ее северной части очень часто более высокая.

Вместе с изменением минерализации меняется и химический состав грунтовых вод. Так, например, грунтовые воды песчанико-сланцевой формации палеозоя Северной Монголии характеризуются наиболее распространенной минерализацией около 0,2—0,3 *г/л* и сульфатно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом. В Южной Монголии минерализация этих вод местами увеличивается до 5 *г/л* и они приобретают сульфатно-хлоридный кальциево-магниево-натриевый состав.

Аналогичная картина изменения химического состава с севера на юг наблюдается и для грунтовых вод, формирующихся в коре и зоне выветривания гидрогеологической формации эффузивных и интрузивных пород. Минерализация грунтовых вод гидрогеологической формации эффузивных пород на юге Монголии достигает 8,28 *г/л*, в то время как на севере минерализация этих вод редко превышает 0,4 *г/л*.

Можно привести еще много подобных примеров. Однако в заключение мы ограничимся лишь интересными исследованиями этого вопроса, выполненными В. И. Браташом для грунтовых вод мезо-кайнозойских отложений Нилгинской и Восточно-Гобийской депрессий. Центральные части их удалены одна от другой примерно на 400—500 *км*. В. И. Браташ указывает, что солевые формулы грунтовых вод обеих депрессий почти одинаковы, за исключением только того, что воды Восточно-Гобийской депрессии примерно на 20% более минерализованы и более обогащены хлоридами, чем сульфатами. Так, если для Нилгинской депрессии минерализация грунтовых вод составляет около 1,1 *г/л*, то для Восточно-Гобийской депрессии она увеличивается до 1,3 *г/л*, содержание хлор-иона соответственно изменяется с 0,164 до 0,227 *г/л*, сульфат-иона с 0,259 до 0,316 *г/л*.

Таким образом, под влиянием повышения температуры воздуха с севера на юг и в связи с этим усилением испарения в том же направлении происходит закономерное повышение минерализации и превращение химического состава грунтовых вод из сульфатно-гидрокарбонатного кальциевого в сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый. Такое изменение наблюдается не только в грунтовых водах, формирующихся в четвертичных и мезо-кайнозойских отложениях, но и в гидрогеологических формациях песчанико-сланцевых пород допалеозоя и палеозоя, различного возраста и состава эффузивных пород и гранитов.

Под влиянием испарения в последних трех формациях, развитых в Южной Монголии, формируются солоноватые, а местами и соленые грунтовые воды, не имеющие ничего общего с литологическим и петрографическим составом указанных пород.

В этом изменении минерализации и химического состава грунтовых вод с севера на юг проявляется климатическая зональность как результат одновременного изменения в том же направлении осадков, температуры и испарения.

Влияние почв и биохимических процессов на формирование химического состава грунтовых вод

В почвенном отношении территория Монголии неоднородна. В ее северной части широко развиты главным образом каштановые почвы, на фоне которых наблюдаются относительно небольшие массивы горнолуговых торфянистых и черноземовидных, а также серых лесных почв, приуроченные к высокогорным участкам этой территории. В Южной Монголии широко распространены бурые и различные по составу засоленные почвы.

По данным Н. Д. Беспалова [16], горнолуговые торфянистые почвы характеризуются выщелоченностью, кислой реакцией, малой мощностью и большой защебненностью почвенного горизонта, высоким содержанием гумуса в верхних частях его и резким уменьшением с глубиной. Примерно такая же характеристика у черноземовидных почв. Темно-серые лесные почвы представлены главным образом суглинками с большим количеством щебенки, мощность гумусового горизонта значительна, причем гумуса в приповерхностном участке почвы содержится 15—20%, развит карбонатный горизонт.

На территории Монголии наиболее распространены каштановые почвы. По составу это преимущественно супеси и суглинки, почти повсеместно в той или иной степени хрящеватые; гумуса в них содержится от 1,5% в светло-каштановых до 4% в темнокаштановых разностях, причем содержание его с глубиною постепенно падает. Характерны для данного типа почв слабощелочная реакция, ничтожное содержание легкорастворимых солей и повышенное — углекислых, скапливающихся, как правило, на некоторой глубине от поверхности земли; гипсовые горизонты в них обычно отсутствуют. Засоленные разности этих почв встречаются в отрицательных формах рельефа и на их периферии.

Бурые почвы наиболее распространены в Гоби. Они представлены в основном супесями, местами с большим количеством щебенки; гумуса в них содержится от 0,4 до 0,97%; повсеместно развита карбонатность, причем если в северной части Гоби она проявляется с некоторой глубины, то в южной, наоборот, почвы на большей части площади вскипают с поверхности, легкорастворимые соли в этих почвах практически отсутствуют.

Широко на террирории Монголии распространены засоленные почвы. По данным Н. Д. Беспалова [16], ими занято около 10,5% всей площади Монголии.

Наибольшая засоленность (19%) наблюдается в Гоби, в Котловине Больших озер засоленность достигает 17,9%, в Восточно-Монгольской равнине — 11,5%, в Хэнтэе — около 4%, в Хангае — 3% и в Монгольском Алтае — 2,5%.

Эти почвы преимущественно суглинистого и глинистого состава. Они содержат углекислые, сернокислые и хлористые соли. Из углекислых солей в них установлены карбонаты кальция и натрия, сульфаты представлены сернокислым натрием и магнием, гипсов меньше; в составе хлоридов преобладает поваренная соль; хлористые кальций и магний обычно отсутствуют.

Атмосферные осадки, выпадая на поверхность земли, прежде чем достигнуть уровня грунтовых вод, вступают во взаимодействие с почвами. В результате просачивания воды через торфянистые, черноземовидные и лесные почвы Северной Монголии вымываются не только легкорастворимые

сернокислые и хлористые соли, но и труднорастворимые карбонаты кальция и магния. Почвенные растворы обогащаются органическими соединениями и приобретают кислый состав, что способствует накоплению в них окислов железа, алюминия и кремнекислоты. Эти растворы проникают через зону аэрации и питают грунтовые воды.

В отличие от названных почв каштановые и бурые почвы Монголии формируются в более засушливых условиях. Однако легкий механический состав и большое количество в почвах щебенки способствуют их хорошей промываемости и почти полному выносу легкорастворимых сульфатов и хлоридов натрия и, по-видимому, кальция. В этих почвах задерживаются лишь труднорастворимые карбонаты кальция и магния.

Засоленные почвы на территории Монголии образуются в результате испарения грунтовых вод там, где они залегают близко от дневной поверхности, или в результате аккумуляции в них солей за счет выщелачивания материнских пород. Если грунтовые воды залегают на достаточно большой глубине и их капиллярная кайма не достигает поверхности земли, атмосферные осадки, фильтруясь через эти почвы, вымывают из них легкорастворимые соли и увеличивают концентрацию их в грунтовых водах. Такие процессы особенно активно протекают в периферических частях депрессий с относительно глубоким залеганием поверхности грунтовых вод.

Территория Монголии представляет собой сложную геосинклинальную область. Широко развиты здесь различные по составу кислые, в меньшей мере основные и ультраосновные изверженные породы, а также осадочно-метаморфические и осадочные породы. Образующиеся на этих породах почвы богаты характерными для них редкими элементами, среди которых наиболее часто встречаются Be^{2+}, Mo^{4+}, Rb^{+}, W^{4+}, V^{3+}, Cr^{3+}, Ni^{2+}, Ti^{4+} и др.

Как показали исследования В. В. Павлова, на засоленных почвах Монголии в ряде озерных депрессий наблюдается накопление бора, лития, появляющихся главным образом в результате выщелачивания материнских пород. Все эти микроэлементы вымываются из почв атмосферными осадками и попадают вместе с ними в грунтовые воды.

В результате разложения органических веществ в почвах повышается содержание углекислоты и кислорода, что сказывается на увеличении растворимости карбонатов кальция и магния и на усилении окислительных процессов. Большую роль в преобразовании органических веществ почвы и в изменении газового состава ее играет микрофлора. Под влиянием биохимических процессов в почвах и грунтовых водах появляется углекислота, аммиак, ионы азотной и азотистой кислот, а в анаэробных условиях, кроме того, сероводород, метан и водород.

Влияние состава пород на формирование химического состава грунтовых вод

Геологическое строение Монголии сложно. Более 20% ее территории представлены различными по возрасту и составу интрузивными породами, среди которых главную роль играют граниты. Повсеместно распространены кислые и основные разности эффузивных образований. Древние осадочные толщи представлены в основном метаморфическими песчанико-сланцевыми отложениями, известняками, реже конгломератами, кварцитами. Эти породы образуют большие поля в северо-восточной части Хэнтэя, в Монгольском Алтае, в некоторых районах Западного Хангая и т. д.

Мезо-кайнозойские отложения выполняют многочисленные межгорные котловины и линейно вытянутые долины. Они представлены переслаивающимися глинами, алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами, песками, песчаниками, реже конгломератами, мергелями, известняками и доломитами.

По Кларку, в изверженных породах окись натрия составляет в среднем 3,45%, окись кальция — 5,14%. Поскольку щелочноземельные полевые шпаты разрушаются легче, чем щелочные, атмосферные осадки, представляющие собой слабо концентрированные растворы, обогащенные кислородом, углекислотой и другими микрокомпонентами газового и минерального состава, вступая во взаимодействие с этими породами, в первую очередь захватывают карбонаты щелочных земель, а затем карбонаты щелочей. Таким образом, в коре выветривания интрузивных пород и их излившихся аналогов формируются щелочные грунтовые воды гидрокарбонатно-кальциевого или сульфатно-гидрокарбонатного, натриево-щелочноземельного состава.

Аналогичные воды формируются и в коре выветривания песчаникосланцевых пород допалеозоя и палеозоя, а также в некоторых разностях других метаморфических образований этого возраста. Пространственно указанные воды приурочены преимущественно к горноскладчатым, высокоприподнятым областям описываемой территории. Помимо особенностей состава пород, одной из причин формирования подобных вод здесь является гидравлическая связь гидрогеологических формаций и водоносных комплексов, обусловленная сложным тектоническим строением этих областей и интенсивным развитием трещиноватости в породах, что способствует постоянному смешиванию и образованию больших по площади полей в основном трещинно-грунтовых вод, однородных по химическому составу.

Совершенно другие условия формирования химического состава грунтовых вод наблюдаются в мезо-кайнозойских отложениях. Они развиты главным образом в южной, наиболее засушливой части Монголии. Благодаря сухому климату здесь создаются благоприятные условия для накопления и сохранения в породах наряду с относительно труднорастворимыми гипсом и кальцитом легкорастворимых мирабилита, галита, тенардита, а также, по-видимому, пирита, дающих преимущественно рассеянные формы скоплений, устанавливаемые только при помощи анализа. Из-за весьма изменчивого состава мезо-кайнозойских отложений, их неравномерной и разнообразной засоленности грунтовые воды, формирующиеся в этих отложениях, отличаются большим непостоянством.

Слабо минерализованные грунтовые воды, сформировавшиеся в приподнятых областях описываемой территории, мигрируют в межгорные котловины. Там они претерпевают резкие качественные изменения. В результате растворения ими рассеянных в мезо-кайнозойских отложениях солей и окисления сульфидов в грунтовых водах появляются в значительных количествах сульфат кальция и, по-видимому, сульфат железа. Сульфат кальция, вступая в реакцию с бикарбонатом натрия, образует сульфат натрия и бикарбонат кальция. Эта реакция, как известно, имеет большое значение. В результате ее щелочные грунтовые воды преобразуются в солоноватые сульфатно-натриевые грунтовые воды, широко распространенные во многих межгорных котловинах Монголии. Эти воды, как известно, могут образоваться также в результате взаимодействия сульфатно-кальциевых вод с натриевыми щелочными глинами. При такой реакции в состав воды из глин переходит натрий, вытесняемый из них кальцием грунтовых вод.

При взаимодействии сульфатно-натриевых грунтовых вод с отложениями, обогащенными легкорастворимыми солями хлористого натрия, происходят новые качественные изменения — в составе грунтовых вод появляются главным образом ионы натрия и хлора. Подобные воды, в частности, широко развиты в Тамцагской депрессии, сложенной третичными красноцветными отложениями. Как видно из табл. 23, главнейшим компонентом минерализации этих пород является натрий. Кальций и магний наблюдаются редко. Из анионов основная роль принадлежит хлор-иону. Сульфат-иона в породах содержится в несколько раз меньше. В результате выщелачивания этих солей вместе с изменением качественного состава грунтовых вод увеличивается их минерализация.

Таблица 23

Химический состав водных вытяжек из третичных отложений Тамцаг-Булакской депрессии

(на 100 *г* абсолютно сухой породы)

Состав пород	Глубина, *м*	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация, *г/л*
Песчаники	6,1—7,3	—	*мг-экв*	Не определялось	0,25	35,25	9,98	2,0	7,24	36,24	—
			%		0,012	1,20	0,48	0,04	0,043	0,834	2,609
Глины красные	10,4—11,7	—	*мг-экв*	То же	0,39	22,2	4,22	1,8	4,33	20,68	—
			%		0,024	0,779	0,203	0,036	0,052	0,475	1,569
Песчаники	14,85—16,25	—	*мг-экв*	»	0,39	21,74	3,33	3,10	4 33	18,09	—
			%		0,027	0,761	0,160	0,062	0,052	0,414	1,476
Глины красные	22,2—23,0	—	*мг-экв*	»	0,39	26,17	5,12	4,30	5,08	22,3	—
			%		0,024	0,916	0,246	0,086	0,061	0,512	1,845
То же	31,0—31,45	—	*мг-экв*	»	1,1	16,46	2,60	5,10	5,58	9,48	—
			%		0,068	0,576	0,124	0,102	0,067	0,218	1,155
»	41,45—47,05	—	*мг-экв*	»	0,55	7,11	1,58	1,80	2,25	5,19	—
			%		0,034	0,249	0,076	0,036	0,027	0,119	0,541

В некоторых межгорных котловинах, находящихся севернее Чойбалсана, в солевом составе мезо-кайнозойских отложений наряду с мирабилитом, тенардитом и галитом широко распространены сода и, по-видимому, тронит. Выщелачивание и растворение этих солей приводит к формированию содовых грунтовых вод. Солей в грунтовых водах местами содержится так много, что в ряде межгорных котловин в результате длительного выщелачивания пород создаются условия для выпадения этих солей в твердый осадок и образования во многих современных озерных котловинах данного региона месторождений соды, глауберовой соли или смешанных месторождений этих солей.

В основных химических типах грунтовых вод, формирующихся в мезокайнозойских отложениях Монголии, известны также типично кислые, так называемые купоросные грунтовые воды, образующие большое поле в 60—70 *км* западнее пос. Тамцаг-Булак. Они отличаются высоким содержанием свободной серной кислоты и сульфатов тяжелых металлов, т. е. являются водами, характерными для зоны окисления сульфидных месторождений или пиритоносных пород. Природа этих грунтовых вод в описываемом районе не совсем ясна. Возможно, что они связаны с вкраплениями колчедана в выполняющих Тамцагскую депрессию мезо-кайнозойских отложениях, а возможно, и с наличием в ее палеозойском фундаменте залежей сульфидных руд.

Еще один интересный тип грунтовых вод, происхождение которого неясно, был установлен в нижнемеловых отложениях в небольшой межгорной котловине, находящейся в 100 *км* южнее пос. Налайха. Они залегают на глубине 11 *м*, имеют минерализацию 0,4 *г/л* и хлоридный натриевый состав. Их формула

$$M_{0,4}\,\frac{Cl_{100}}{(Na+K)_{87}\,(Ca+Mg)_{13}}.$$

Подобные воды на описываемой территории чрезвычайно редки.

Приведенный материал показывает, что состав грунтовых вод Монголии зависит от почвенно-климатических условий, состава водовмещающих пород, а также от состава пород зоны аэрации, через которые просачиваются атмосферные осадки прежде чем достигнуть поверхности грунтовых вод.

Влияние рельефа на формирование химического состава грунтовых вод

Большое влияние на формирование химического состава грунтовых вод и особенно на закономерности пространственного распространения отдельных типов указанных вод оказывает рельеф местности. Поэтому рассмотрим некоторые условия формирования химического состава грунтовых вод в высокогорных частях страны, в речных долинах, а также в межгорных и озерных котловинах.

Как мы уже отмечали, Монголия преимущественно горная страна со средней высотой над уровнем моря около 1600 *м*. Хребты, расчленяющие ее территорию, и заключенные между ними межгорные понижения простираются в основном в двух направлениях. В западной части Монголии оси главных горных сооружений, к числу которых относятся здесь Хангай, Монгольский и Гобийский Алтай, протягиваются с северо-запада на юго-восток. На востоке МНР оси горных сооружений имеют северо-восточное простирание. Наиболее крупной орографической единицей является здесь Хэнтэй. В южной и юго-восточной частях Монголии расположен ряд безымянных небольших горных хребтов и возвышенностей широтного и северо-восточного направления.

Перечисленные горные сооружения сложены преимущественно сильно уплотненными, но в верхней части трещиноватыми породами, в которых главенствующую роль играют гнейсы, граниты и их эффузивные аналоги — кварцевые порфиры, фельзиты, фельзит-порфиры, липариты, альбитофиры; широко распространены здесь также средние и основные эффузивы, а из осадочных образований — различные песчаники, сланцы, реже конгломераты и известняки.

В пространственном распределении минерализации и химического состава грунтовых вод, формирующихся в коре выветривания перечисленных пород, несмотря на кажущееся на первый взгляд однообразие их гидрогеологических условий, выявляется целый ряд интересных особенностей.

Еще в 1937 г., производя комплексную геологическую съемку смежных с Монголией районов Юго-Восточного Забайкалья, мы обратили внимание на то, что в приводораздельных частях горных возвышенностей (в пределах хр. Эрмана) среди глыб гранита формируется своеобразный тип грунтовых вод, отличающийся весьма слабой (до 50 *мг/л*) минерализацией и гидрокарбонатно-кальциевым составом. Характерно для этих вод значительное содержание в них кремнекислоты и органических веществ. Дальнейшие геологические и гидрогеологические исследования, выполнявшиеся нами на территории Монголии, подтвердили наличие подобных грунтовых вод и в ее высокогорных частях, в частности, в Хэнтэе и в Хангае. Таким образом, было установлено, что эти грунтовые воды имеют не локальное, а региональное распространение. Они формируются не только в пределах описываемой территории и смежных с ней районов Забайкалья, но, по-видимому, во всех горноскладчатых районах, где имеются подходящие условия для их образования.

Много внимания изучению этого типа грунтовых вод в последние годы уделили забайкальские исследователи В. В. Климочкин [78] и особенно В. М. Степанов [190]. Последний выделил в этих водах среди горных сооружений указанного региона зону весьма пресных грунтовых вод высокогорных районов с подзоной, формирующейся среди горных россыпей гольцовых районов и имеющих минерализацию до 20 *мг/л*, и подзоной, формирующейся в коре выветривания коренных пород с минерализацией 10—50 *мг/л*. В обеих подзонах состав воды гидрокарбонатный, натриево-щелочноземельный.

Ниже, по данным В. М. Степанова, располагается зона весьма пресных и пресных грунтовых вод среднегорных районов, тоже с несколькими под-

зонами, с минерализацией от 20 до 100 *мг/л*. Состав этих вод аналогичен составу вод предыдущей подзоны, но иногда вместе с гидрокарбонатным ионом в этих водах присутствует некоторое количество сульфатного иона. Воды характеризуются большими скоростями фильтрации и своеобразными условиями режима и питания. Питание их осуществляется главным образом за счет конденсации влаги из атмосферы воздуха и частично за счет атмосферных осадков.

По мере погружения этих вод в более глубокие горизонты коры выветривания коренных пород и продвижения от водоразделов к основанию склонов, вследствие удлинения путей фильтрации и более долгого соприкосновения их с вмещающими породами, минерализация грунтовых вод постепенно увеличивается, одновременно меняется их состав. Из гидрокарбонатно-кальциевых они переходят в сульфатно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные, кальциево-натриевые. Эти грунтовые воды распространены главным образом в среднегорных и предгорных районах описываемой территории, дренируемой многочисленными древними и современными речными долинами. Скорости фильтрации этих вод в общем значительно ниже скоростей фильтрации грунтовых вод первой зоны, но все же достаточно велики и достигают иногда несколько десятков метров в сутки. Их запасы пополняются главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, роль конденсации влаги из атмосферы воздуха в питании этих вод не столь существенна по сравнению с таковой в первой зоне.

Рассмотрим особенности формирования химического состава грунтовых вод в аллювиальных отложениях речных долин. На использовании их основано водоснабже ие столицы Монголии — Улан-Батора, городов Чойбалсана, Ундэр-Хана, ряда крупных промышленных предприятий и новостроек страны. Поэтому знание основных закономерностей распределения и формирования химического состава грунтовых вод речных долин имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

В настоящем разделе рассмотрим формирование химического состава грунтовых вод в долинах Цэнхэр-Гола, Яргайтуин-Гола, Цзун-Урту-Гола и Чоноин-Гола, гидрогеологические условия которых на отдельных участках изучены достаточно хорошо. Первые три долины находятся в системе Хэнтэя и обусловливают особенности формирования химического состава грунтовых вод в долинах горной части МНР, отличающейся повышенным выпадением атмосферных осадков, развитием мерзлой зоны и относительно хорошей промытостью пород до местных базисов стока. Долина Чоноин-Гола находится в степной части, на крайнем востоке страны. На этой территории выпадает осадков примерно на 20% меньше, чем в Хэнтэе, ей присущи равнинный характер местности и широко развитые слабо промытые мезо-кайнозойские отложения. Таким образом, выводы о формировании химического состава грунтовых вод названных долин будут характеризовать особенности этого формирования в различных ландшафтно-географических зонах страны, отличающихся устройством поверхности, климатом и геологическим строением.

О грунтовых водах долины Цэнхэр-Гола имеются данные многочисленных анализов, выполненных в связи с разведкой участков водозабора для водоснабжения горнообогатительного комбината Модото. Как мы уже отмечали, в этой долине построены три участка водозабора, находящиеся в 3525 и в 3875 *м* один от другого. Водовмещающие породы всех участков представлены главным образом разнозернистыми песками со значительным количеством гальки и гравия, местами встречаются валуны. На некоторых участках разреза пески содержат примесь пылеватых и глинистых частиц, отчего фильтрационные свойства их несколько ухудшаются. Для характеристики химического состава грунтовых вод первого участка мы располагаем данными 20 анализов, выполненными для каждой скважины водозабора (табл. 24).

Химический состав подземных вод аллювиальных отложений долины р. Ценхэр-Гол

№ п/п	№ скважины	Глубина (в м) и дата отбора пробы воды	Породы водоносного горизонта	Жесткость общая, мг-экв	pH	Сухой остаток, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											Минерализация, г/л
								NH_4^+	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	
Первый участок водозабора																			
1	301	12, 28, 9/X 1949 г.	Песок разнозернистый с гравием и галькой	2,71	6,95	0,186	мг/л	1,5	11	9	40	0,5	Нет	1	30	Следы	Нет	161	0,254
							мг-экв/л	0,08	0,48	0,71	2,01	0,02	»	0,03	0,63	»	»	2,64	—
							% экв.	2	15	21	61	1	»	1	19	»	»	80	—
2	302	1, 1, 26/II 1950 г.	То же	2,57	6,95	0,198	мг/л	1,2	19	7	40	0,4	0,1	7	27	1	»	163	0,266
							мг-экв/л	0,07	0,28	0,56	2,01	0,01	—	0,20	0,57	0,02	»	2,67	—
							% экв.	2	24	16	58	—	—	6	16	1	»	77	—
3	302	11/V 1950 г.	»	2,78	6,75	0,185	мг/л	1,2	13	8	43	0,5	Следы	6	30	2	»	160	0,264
							мг-экв/л	0,07	0,56	0,66	2,13	0,02	»	0,16	0,63	0,03	»	2,62	—
							% экв.	2	16	19	62	1	»	5	18	1	»	76	—
4	303	18/X 1949 г.	»	2,71	6,6	0,164	мг/л	1,2	3	8	41	0,5	Нет	1	26	Следы	»	144	0,225
							мг-экв/л	0,07	0,15	0,67	2,03	—	»	0,03	0,53	»	»	2,36	—
							% экв.	2	5	23	70	—	»	1	18	»	»	81	—
5	303	30/II 1950 г.	»	2,64	6,95	0,188	мг/л	1,2	20	6	43	0,2	0,1	7	30	1	»	166	0,275
							мг-экв/л	0,07	0,86	0,51	2,13	—	—	0,20	0,63	0,02	»	2,72	—
							% экв.	2	24	14	60	—	—	6	18	—	»	76	—
6	304	1, 3, 19/XII 1950 г.	»	2,96	7	207	мг/л	1,2	14	8	47	0,4	0,1	5	29	Следы	»	164	0,243
							мг-экв/л	0,07	0,59	0,62	2,35	—	—	0,13	0,81	»	»	2,69	—
							% экв.	2	16	17	65	—	—	4	22		»	74	—
7	305	0,97, 1/XII 1949 г.	»	3,17	6,95	0,213	мг/л	1,2	13	7	52	0,5	Нет	6	27	»	»	178	0,285
							мг-экв/л	0,07	0,57	0,62	2,57	0,02	»	0,16	0,77	»	»	2,92	—
							% экв.	2	15	16	67	—		4	20	»	»	76	—
8	306	16/I 1950 г.	»	2,89	6,95	0,219	мг/л	1,2	20	8	46	0,4	0,1	6	30	1	»	170	0,283
							мг-экв/л	0,07	0,86	0,62	2,28	—	—	0,18	0,84	0,02	»	2,79	—
							% экв.	2	22	16	60	—	—	5	22		»	73	—
9	307	22/XI 1949 г.	»	2,60	7,0	0,170	мг/л	2,1	12	6	41	0,6	0,1	5	29	Следы	»	151	0,247
							мг-экв/л	0,12	0,50	0,53	2,06	0,02	—	0,15	0,60	»	»	2,48	—
							% экв.	4	15	16	64	1	—	5	18	»	»	77	—
10	308	8/III 1951 г.	Гравийно-песчанистые отложения	2,68	6,75	0,220	мг/л	0,8	20	8	41	0,3	0,15	5	30	2	0,01	180	0,287
							мг-экв/л	0,1	0,89	0,66	2,05	0,02		0,14	0,63	0,03	—	2,92	—
							% экв.	3	24	18	55	—	—	4	17	1	—	78	—
11	309	1/IV 1951 г.	То же	2,64	6,8	0,190	мг/л	0,8	15	9	39	0,2	0,1	4	23	8	0,01	136	0,235
							мг-экв/л	0,04	0,21	0,73	1,93	—0,02		0,11	0,47	0,12	—	2 23	—
							% экв.	1	7	25	66	1		4	16	4	—	76	—
12	310	27/V 1951 г.	»	3,28	6,75	0,191	мг/л	0,7		15	41	0,1	0,1	6	32	Нет	Нет	141	0,236
							мг-экв/л	0,04	Нет	1,24	2,06	—	—	0,17	0,67	»	»	2,31	—
							% экв.	1		37	62	—	—	5	21	»	»	74	—
13	311	13/IV 1951 г.	»	3,28	6,9	0,196	мг/л	0,9	10	29	52		0,25	3	31	5	0,05	142	0,273
							мг-экв/л	0,05	0,44	0,73	2,57		0,01	0,09	0,64	0,08	—	2,29	—
							% экв.	1	12	19	68		—	2	17	2	—	79	—
14	312	26/IV 1951 г.	»	2,57	7,5	0,192	мг/л	0,6	18	9	37		0,2	6	33	8	0,01	148	0,260
							мг-экв/л	0,03	0,77	0,73	1,84		0,01	0,17	0,68	0,12	—	2,41	—
							% экв.	1	23	22	54		—	5	20	4	—	71	—
15	313	15/IV 1951 г.	»	2,71	7,0	0,188	мг/л	1	9	9	40		0,25	4	33	7	0,01	138	0,243
							мг-экв/л	0,05	0,41	0,73	2,00		0,01	0,11	0,69	0,12	—	2,28	—
							% экв.	2	13	23	62		—	3	22	4	—	71	—
16	314	13/IV 1951 г.	»	3,32	6,75	0,226	мг/л	0,7	11	10	52		0,25	6	29	8	0,01	183	0,300
							мг-экв/л	0,04	0,49	0,78	2,57		0,01	0,17	0,6	0,12	—	3,00	—
							% экв.	1	13	20	66		—	4	16	3	—	77	—

Продолжение табл. 24

№ п/п	№ скважины	Глубина (в м) и дата отбора пробы воды	Породы водоносного горизонта	Жесткость общая, мг-экв	pH	Сухой остаток, г/л	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											Минерализация, г/л
								NH_4^+	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	
17	315	17/IV 1951 г.	Гравийно-песчанистые отложения	2,53	7,6	0,180	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,7 0,04 1	17 0,73 22	8 0,69 21	37 1,86 56		0,3 0,01 —	5 0,14 4	25 0,51 15	8 0,12 4	0,01 — —	157 2,56 77	0,258 — —
18	316	21/IV 1951 г.	То же	2,89	7,0	0,208	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,6 0,03 1	17 0,75 20	8 0,69 19	44 2,22 60		0,25 0,01 —	6 0,17 5	39 0,80 22	6 0,09 2	0,01 — —	163 2,64 71	0,284 — —
19	301а	9/IX 1951 г.	»	2,74	6,7	0,201	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,8 0,04 1	10 0,43 14	7 0,57 18	44 2,17 67	0,7 0,02 —	0,1 — —	2 0,06 2	33 0,69 21	3 0,04 1	Нет » »	149 2,44 76	0,249 — —
20	314а	16/VII 1951 г.	»	3,32	6,95	0,211	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,6 0,03 1	10 0,42 11	9 0,74 20	52 2,58 68	— —	0,1 — —	8 0,23 6	30 0,62 17	8 0,12 3	» » »	172 2,80 74	0,290 — —
Второй участок водозабора																			
21	317	17/V 1951 г.	Гравийно-песчанистые отложения	2,78	6,8	0,260	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,7 0,04 1	17 0,76 21	8 0,64 18	43 2,16 60	Нет » »	Нет » »	6 0,17 5	34 0,70 19	8 0,12 3	0,15 — —	159 2,61 73	0,276 — —
22	318	16/V 1951 г.	То же	4,03	6,8	0,246	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	1 0,05 1	6 0,26 6	10 0,78 18	66 3,27 75	— — —	0,1 — —	3 0,08 2	40 0,82 19	8 0,12 3	0,1 — —	204 3,34 76	0,338 — —
23	319	17/IV 1951 г.	»	3,17	6,8	0,224	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,8 0,04 1	14 0,59 16	8 0,69 18	50 2,50 65	— —	0,25 0,01 —	6 0,17 4	33 0,69 18	8 0,12 3	0,02 — —	174 2,85 75	0,294 — —
24	320	21/III 1951 г.	»	3,17	6,8	0,214	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,6 0,03 1	10 0,43 12	9 0,73 20	50 2,47 67	— —	0,15 0,02 —	3 0,08 2	39 0,81 22	5 0,08 2	0,06 — —	166 2,71 74	0,283 — —
25	321	1/III 1951 г.	»	3,53	7,0	0,235	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,5 0,08 2	0,5 0,02 —	12 1,03 29	50 2,50 69	Нет » »	0,1 — —	6 0,17 5	28 0,58 16	5 0,08 2	0,04 — —	16,9 2,76 77	0,271 — —
26	322	9/II 1951 г.	»	3,05	6,95	0,234	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,5 0,08 2	7 0,30 9	8 0,68 20	48 2,38 69	0,15 — —	0,1 — —	4 0,10 3	28 0,58 17	3 0,05 1	0,03 — —	166 2,71 79	0,265 — —
27	323	4/VI 1951 г.	»	3,14	6,75	0,195	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,7 0,04 1	10 0,42 12	8 0,65 18	50 2,49 69	— —	0,1 — —	6 0,17 5	37 0,76 21	Нет » »	Нет » »	163 2,67 74	0,274 — —
28	323	18/III 1951 г.	»	3,10	6,8	0,251	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,8 0,04 1	11 0,48 13	8 0,69 19	49 2,42 66		0,15 0,02 1	5 0,14 4	36 0,75 20	6 0,1 3	0,01 — —	163 2,66 73	0,279 — —
29	324	23/II 1951 г.	»	3,50	6,8	0,298	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,6 0,03 1	5 0,21 5	12 1,03 28	49 2,46 66	Нет » »	0,15 — —	5 0,14 4	36 0,75 20	5 0,08 2	0,04 — —	168 2,76 74	0,281 — —
30	325	26/III 1951 г.	»	3,14	7,2	0,233	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,8 0,04 1	13 0,58 15	9 0,73 19	49 2,48 64	0,2	0,1 0,02 1	4 0,11 3	30 0,62 16	8 0,12 3	0,01 — —	183 3,00 78	0,297 — —
31	326	15/III 1951 г.	»	3,10	6,8	0,235	*мг/л* *мг-экв/л* % экв.	0,6 0,03 2	10 0,44 12	6 0,46 13	54 2,67 72	0,2	0,15 0,02 1	5 0,14 4	26 0,55 15	8 0,12 3	0,09 — —	172 2,87 78	0,282 — —

Продолжение табл. 24

№ п/п	№ скважины	Глубина (в *м*) и дата отбора пробы воды	Породы водоносного горизонта	Жесткость общая, *мг-экв*	pH	Сухой остаток, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											Минерализация, *г/л*
								NH_4^+	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	
32	327	13/III 1951 г.	Гравийно-песчанистые отложения	3,24	7,15	0,209	*мг/л*	0,6	12	8	52	Нет		8	34	8	0,01	163	0,286
							мг-экв/л	0,03	0,42	0,69	2,58	»		0,22	0,72	0,12	—	2,66	—
							% экв.	1	11	19	69	»		6	19	3	—	72	—
33	328	20/IV 1951 г.	То же	3,17	7,2	0,214	*мг/л*	0,6	11	8	50	»		5	29	7	0,01	174	0,313
							мг-экв/л	0,03	0,47	0,69	2,50	»		0,14	0,59	0,11	—	2,85	—
							% экв.	1	13	19	67	»		4	16	3	—	77	—
34	329	24/IV 1951 г.	»	2,82	7,1	0,218	*мг/л*	0,9	16	6	47	0,2		5	28	9	0,01	166	0,278
							мг-экв/л	0,05	0,69	0,49	2,34	0,01		0,14	0,59	0,14	—	2,71	—
							% экв.	1	19	14	66	—		4	16	4	—	76	—
			Третий участок					водозабора											
35	330	22/V 1951 г.	Гравийно-песчанистые отложения	3,00	7,0	0,231	*мг/л*	0,6	14	9	46	Нет		7	34	7	0,15	162	0,285
							мг-экв/л	0 03	0,61	0,74	2,29	»		0,19	0,72	0,1	—	2,66	—
							% экв.	1	17	20	62	»		5	20	3	—	72	—
36	331	6/III 1951 г.	То же	3,42	6,5	0,238	*мг/л*	0,6	19	10	58	0,15		9	28	2	Нет	209	0,336
							мг-экв/л	0,03	0,82	0,83	2,60	—		0,25	0,58	0,04	»	3,41	—
							% экв.	1	19	19	61	—		6	13	1	»	80	—
37	332	21/VI 1951 г.	»	3,10	6,7	0,206	*мг/л*	0,8	11	8	40	Нет		7	31	2	»	169	0,269
							мг-экв/л	0,04	0,49	0,69	2,42	»		0,20	0,64	0,05	»	2,75	—
							% экв.	1	13	19	67	»		5	18	1	»	76	—
38	333	28/V 1951 г.	»	3,14	6,95	0,205	*мг/л*	0,6	9	8	50	0,1		7	31	Нет	0,04	166	0,272
							мг-экв/л	0,03	0,39	0,63	2,52	—		0,20	0,65	»	—	2,72	—
							% экв.	1	11	18	70	—		6	18	»	—	76	—
39	334	6/VII 1951 г.	»	3,00	6,75	0,198	*мг/л*	0,6	29	9	45	0,1		8	25	5	Нет	172	0,294
							мг-экв/л	0,03	1,27	0,74	2,27	—		0,93	0,51	0,08	»	2,79	—
							% экв.	1	29	17	53	—		21	12	2	»	65	—
40	335	12/VII 1951 г.	»	3,08	6,75	0,212	*мг/л*	0,5	12	10	46	0,2		8	29	2	»	170	0,278
							мг-экв/л	0,03	0,54	0,79	2,30	—		0,23	0,60	0,04	»	2,79	—
							% экв.	1	15	21	63	—		6	17	1	»	76	—
41	336	1/VII 1951 г.	»	3,07	7,0	0,200	*мг/л*	0,6	11	10	46	0,1		8	29	8	Нет	163	0,276
							мг-экв/л	0,03	0,46	0,79	2,29	—		0,23	0,58	0,12	»	2,64	—
							% экв.	1	13	22	64	—		7	16	3	»	74	—
42	337	6/VII 1951 г.	»	3,17	7,0	0,221	*мг/л*	1	13	9	49	0,1		9	27	8	»	175	0,291
							мг-экв/л	0,05	0,55	0,74	2,44	—		0,25	0,56	0,12	»	2,85	—
							% экв.	1	15	20	64	—		7	15	3	»	75	—
43	338	23/VI 1951 г.	»	2,96	7,0	0,246	*мг/л*	0,9	17	7	48	Нет		10	28	2	»	178	0,290
							мг-экв/л	0,05	0,74	0,59	2,38	»		0,28	0,53	0,05	»	2,90	—
							% экв.	1	20	16	63	»		8	14	1	»	77	—
44	339	18/VI 1951 г.	»	3,17	7,0	0,213	*мг/л*	0,9	14	8	45	»		8	29	8	0,01	163	0,275
							мг-экв/л	0,05	0,62	0,69	2,23	»		0,22	0,61	0,12	—	2,64	—
							% экв.	2	17	19	62	»		6	17	3	—	74	—
45	340	1/VI 1951 г.	»	2,94	7,2	0,192	*мг/л*	0,4	8	10	43	0,15		7	19	2	Нет	166	0,256
							мг-экв/л	0,02	0,36	0,83	2,12	—		0,20	0,38	0,04	»	2,71	—
							% экв.		11	25	64	—		6	11	1	»	82	—
46	341	7/VII 1951 г.	»	3,00	7,0	0,195	*мг/л*	0,6	9	11	43	0,15		9	21	2	»	166	0,261
							мг-экв/л	0,03	0,39	0,89	2,12	—		0,25	0,43	0,04	»	2,71	—
							% экв.	1	11	26	62	—		7	13	1	»	79	—

По данным этих анализов средняя минерализация грунтовых вод для всего участка составляет 0,258 *г/л*. Однако в поперечном разрезе потока она изменяется довольно сильно: минимальная минерализация — 0,225 *г/л* наблюдается в скв. 303, находящейся на северо-востоке участка, максимальная — 0,3 *г/л* установлена в скв. 314, расположенной в юго-западной части водозабора, примыкающей к правому склону долины. В остальных скважинах водозабора наблюдаются менее значительные колебания общей минерализации грунтовых вод, обусловленные, по-видимому, изменением состава водовмещающих пород, а также, возможно, и некоторым колебанием состава вод во времени, если учесть, что пробы на анализ отобраны не сразу из всех скважин.

По составу грунтовые воды участка являются сульфатно-гидрокарбонатными магниево-кальциевыми, реже натриевыми. Хлор-ион присутствует в них в незначительном количестве и, как правило, не превышает 6% эквивалентов.

На втором участке водозабора средняя минерализация грунтовых вод возрастает до 0,287 *г/л*, что связано, видимо, с удлинением путей фильтрации ее по породам. Наименьшая минерализация наблюдается здесь в скв. 322, находящейся в центральной части потока, наибольшая — 0,338 *г/л* отмечена в скв. 318, расположенной на северо-востоке участка. Указанное колебание минерализации обусловлено, вероятнее всего, составом водовмещающих пород и их неравномерной промытостью в поперечном разрезе долины. Увеличение минерализации грунтовой воды от первого до второго участков равнялось 0,029 *г/л*, или 0,008 *г/л* на каждый километр пути ее фильтрации. Грунтовые воды описываемого участка, так же как и первого, сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые или натриевые. Хлор-ион в них по-прежнему встречается редко.

Третий участок находится в 3875 *м* от второго. Характерно для него то, что при некотором изменении состава водовмещающих пород в сторону увеличения в них глинистого материала здесь в отличие от второго участка практически не наблюдается повышения минерализации грунтовой воды. Так, если на втором участке водозабора средняя минерализация грунтовой воды достигла 0,287 *г/л*, то на третьем она составила лишь 0,289 *г/л*. Это, по-видимому, объясняется опресняющим влиянием аллювиального потока долины р. Хучжихан, впадающей непосредственно у участка водозабора в долину Цэнхэр-Гола. Анализы родниковых вод, выходящих в этой долине, показывают общую минерализацию их около 0,154 *г/л*. Состав грунтовых вод указанного участка аналогичен описанным выше.

Подсчеты показывают, что грунтовые воды долины Цэнхэр-Гола, несмотря на их слабую минерализацию, выносят из бассейна значительное количество солей. Так, принимая для расчетов среднюю минерализацию грунтовой воды, соответствующую минерализации ее на третьем участке водозабора, т. е. 0,29 *г/л*, а расход аллювиального потока равным 300 *л/сек*, определим количество солей, выносимых из бассейна: 7,5 *т* в сутки или 2737,5 *т* в год. Эти соли, попадая в долину Керулена, частично транспортируются ее поверхностными водами в оз. Далай-Нур, частично проникают в ее аллювиальный поток и изменяют его состав.

Рассмотрим особенности формирования химического состава грунтовых вод долины р. Яргайтуин. Эта долина берет начало в горах Джан-Шаблинского массива. Как мы уже отмечали, здесь построены два участка водозабора в 12,8 *км* один от другого, между которыми (в 2,5 *км* от первого участка) находится разведочный створ из трех поисковых скважин.

Первый участок водозабора расположен в верхней части долины, в 4,5 *км* ниже места впадения в нее р. Батур. На нем в 50 *м* одна от другой пробурены десять скважин. Скважинами пройдены разнозернистые пески, содержащие значительное количество гравия и щебня, а также прослои пестроцветных глин. Внизу породы подстилаются глинистыми сланцами среднего

палеозоя. Все скважины участка химически опробованы. Результаты анализов проб, взятых из них, приведены в табл. 25.

Максимальная минерализация аллювиальных вод — 0,396 *г/л* наблюдалась в скв. 392, находящейся на северо-востоке участка. По направлению на юго-запад минерализация грунтовой воды постепенно падает, достигая минимума — 0,3 *г/л* в скв. 378. Далее она снова повышается до 0,38 *г/л* в скв. 377 и лишь в скв. 382, находящейся на самом краю участка, становится минимальной — 0,277 *г/л*. Таким образом, разница между максимальным и минимальным значением общей минерализации на описываемом участке водозабора достигает почти 0,12 *г/л*. Объясняется это, по-видимому, неоднородностью литологического состава водовмещающих пород и разной степенью их промытости. По сравнению с грунтовыми водами долины Цэнхэр-Гола грунтовые воды долины Яргайтуина несколько иные. Состав анионов у них одинаков — сульфатно-гидрокарбонатный. Из катионов преобладают натрий, кальций, магний в основном занимает третье место. Общий состав грунтовых вод получается сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый и реже магниевый.

Разведочный створ состоит из трех скважин, находящихся в 150 и 200 *м* одна от другой. В отличие от первого участка водозабора здесь не наблюдается какого-либо увеличения общей минерализации, а наоборот, происходит некоторое падение ее, что объясняется, видимо, расположением скважин в самой центральной, хорошо промытой части аллювиальных отложений. При неизменном составе анионов воды из катионов резко преобладают кальций и магний, иона натрия меньше.

На втором участке водозабора пробурены восемь скважин через 50 *м* одна от другой. Химически опробованы шесть скважин, находящиеся в центральной и северной частях участка. По данным выполненных анализов средняя минерализация грунтовой воды равна 0,4 *г/л*, т. е. по сравнению с минерализацией на первом участке водозабора она возросла на 0,065 *г/л*, или на 0,005 *г/л* на каждый километр пути движения. Минимальная и максимальная минерализация наблюдается в юго-западной части водозабора. Разница между ними в зависимости от времени года колеблется от 0,08 до 0,09 *г/л*. Состав воды сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Принимая естественный расход аллювиального потока в поперечном профиле второго участка равным 170 *л/сек*, таким же образом, как и для долины р. Цэнхэр-Гол, определим количество выносимых через нее солей: 5,9 *т* в сутки, или 2153,5 *т* в год.

По данным анализов воды из двух скважин разведочного створа долины Цзун-Урту-Гола средняя минерализация аллювиальных вод долины равна 0,234 *г/л*, воды сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые. Минерализация грунтовой воды на втором участке водозабора, расположенном в 7 *км* вниз по долине, увеличивается до 0,291 *г/л*, или на 0,008 *г/л* на каждый километр. В поперечном сечении потока она также распределена неравномерно. Наибольшая минерализация — 0,346 *г/л* наблюдается в скв. 428, наименьшая — 0,242 *г/л* в скв. 422, находящейся ближе к центральной части долины. Через этот поперечный профиль вместе с грунтовой водой выносится 3,9 *т* солей в сутки, или 1423,5 *т* в год.

Описанные особенности формирования химического состава аллювиальных вод характерны для долин, расположенных в горной части страны. Иная картина и другой состав грунтовых вод наблюдаются в долинах степной части МНР, где местность равнинная и широко развиты мезо-кайнозойские континентальные образования. Одна из характерных долин этого региона — долина Чоноин-Гола. Водовмещающими породами ее являются слабо уплотненные третичные песчаники и конгломераты, поверх которых залегают красные песчанистые глины. Химический состав этих вод достаточно хорошо изучен на новом водозаборном участке, расположенном в 0,6 *км* севернее пос. Югодзыр и предназначавшимся для водоснабжения обогатительной фабрики.

Таблица 25

Химический состав подземных вод аллювиальных и третичных отложений долины р. Яргайтуин

№ п/п	№ скважины	Глубина (в м) и дата отбора пробы воды	Породы водоносного горизонта	Жесткость общая, *мг-экв*	pH	Сухой остаток, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации										Минерализация, *г/л*
								NH_4^+	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	
Первый участок водозабора																		
1	392	17,75, 7/I 1953 г.	Щебень, гравий, обломки с разнозернистым песком. В толще слоя прослой глин, внизу разрушенная зона глинистых сланцев	4,91	7,15	0,320	*мг/л*	1,1	7	13	77	—	0,1	16	47	2	0,1	233	0,396
							мг-экв/л	0,06	0,31	1,07	3,84	—	—	0,45	0,98	0,03	—	3,82	—
							% экв.		7	20	73	—	—	9	19	—	—	72	—
2	383	18,35, 18/I 1952 г.	То же	3,83	6,9	0,267	*мг/л*	0,3	21	6	67	0,2	Нет	6	40	2	0,06	227	0,369
							мг-экв/л		0,92	0,49	3,34	—	»	0,17	0,83	0,03	—	3,72	—
							% экв.		20	10	70	—	»	4	18	—	—	78	—
3	379	13,35, 24/VIII 1952 г.	»	3,08	6,55	0,248	*мг/л*	0,5	26	9	47	0,1	0,1	6	37	Следы	Нет	199	0,324
							мг-экв/л		1,12	0,74	2,34	—	—	0,17	0,77	»	»	3,26	—
							% экв.		27	17	56	—	—	4	19	»	»	77	—
4	384	12,0, 18/IX 1952 г.	»	3,41	6,8	0,241	*мг/л*	0,9	22	11	50	0,1	0,1	7	35	»	»	211	0,336
							мг-экв/л		0,98	0,91	2,50	—	—	0,20	0,73	»	»	3,46	—
							% экв.		22	21	57	—	—	5	16	»	»	79	—
5	385	14,8, 1/X 1952 г.	»	2,99	7,0	0,224	*мг/л*	0,8	26	9	45	0,01	0,01	7	38	7	Следы	184	0,316
							мг-экв/л		1,14	0,74	2,25	—	—	0,20	0,79	0,11	»	3,03	—
							% экв.		28	17	55	—	—	5	19	2	»	74	—
6	378	10, 16/VIII 1952 г.	»	3,61	7,5	0,236	*мг/л*	0,6	7	13	51	0,4	Нет	7	21	Нет	Слабые следы	201	0,300
							мг-экв/л		0,32	1,07	2,54	—	»	0,20	0,44	»	»	3,29	—
							% экв.		8	26	66	—	»	5	11	»	»	84	—
7	377	9,51, 6/VIII 1952 г.	»	3,99	6,95	0,280	*мг/л*	1,2	21	12	60	0,6	»	8	39	Следы	0,015	239	0,380
							мг-экв/л	0,07	0,90	0,99	3,00	—	»	0,23	0,81	»	—	3,92	—
							% экв.	2	18	20	60	—	»	5	16	»	—	79	—
8	380	13,0, 26/IX 1952 г.	»	2,85	6,8	0,236	*мг/л*	1,0	41	11	39	0,1	0,1	7	55	3	Нет	202	0,359
							мг-экв/л	0,05	1,80	0,90	1,95	—	—	0,20	1,14	0,05	»	3,31	—
							% экв.	1	38	20	41	—	—	4	25	1	»	70	—
9	381	8,0, 24/IX 1952 г.	»	2,64	6,65	0,206	*мг/л*	1,1	25	9	38	Нет	0,1	8	37	5	0,02	164	0,287
							мг-экв/л	0,06	1,07	0,74	1,90	»	—	0,23	0,77	0,08	—	2,69	—
							% экв.	2	28	20	50	»	—	6	20	2	—	72	—
10	384	10,3, 4/IX 1952 г.	»	2,50	7,2	0,210	*мг/л*	1,6	23	3	45	»	0,1	12	19	0,01	—	173	0,277
							мг-экв/л	0,09	0,99	0,25	2,25	»	—	0,34	0,40	—	—	2,84	—
							% экв.	2	28	7	63	»	—	9	10	—	—	81	—
Разведочный створ																		
11	365	+1,3, 23/VIII 1952 г.	»	4,15	7,1	0,264	*мг/л*	0,6	5	14	60	0,8	Нет	7	30	Нет	Нет	218	0,334
							мг-экв/л		0,24	1,15	3,00	—	»	0,20	0,62	»	»	3,57	—
							% экв.		6	26	68	—	»	4	15	»	»	81	—
12	364	При самоизливе 23/VIII 1952 г.	Щебень, гравий и дресва с разнозернистым песком, с прослойками глины. Разрушенная зона сланцев	3,94	7,1	0,254	*мг/л*	0,7	7	13	57	0,4	»	7	30	»	0,09	207	0,321
							мг-экв/л		0,30	1,07	2,85	—	»	0,21	0,62	«	—	3,39	—
							% экв.		7	25	68	—	»	5	15	»	—	80	—
13	366	При самоизливе, 23/VIII 1952 г.	То же	3,69	7,2	0,266	*мг/л*	0,75	17	11	56	0,5	»	8	30	»	Нет	219	0,341
							мг-экв/л		0,75	0,90	2,79	—	»	0,23	0,62	»	»	3,59	—
							% экв.		17	20	63	—	»	5	14	»	»	81	—

№ п/п	№ скважины	Глубина (в м) и дата отбора пробы воды	Породы водоносного горизонта	Жесткость общая, мг-экв	pH	Сухой остаток, г/л	Форма выражения анализа
Второй участок водозабора							
14	371	10,55, 28/VIII 1952 г.	Песок разнозернистый, глинистый с гравием, щебнем и дресвой, с прослоями глины	4,67	7,7	0,316	мг/л мг-экв/л % экв.
15	371	10,5, 2/IX 1953 г.	То же	1,52	7,1	0,292	мг/л мг-экв/л % экв.
16	371	10,5, 2/XI 1953 г.	»	4,82	7,4	0,280	мг/л мг-экв/л % экв.
17	370	9, 23/VIII 1952 г.	»	4,69	6,7	0,280	мг/л мг-экв/л % экв.
18	370	10,35, 18/IX 1953 г.	»	4,69	6,7	0,272	мг/л мг-экв/л % экв.
19	367	10,0, 23/VIII 1952 г.	Песок разнозернистый с гравием и щебнем, иногда сильно глинистый, с прослоями глины. Разрушенная зона гранитов	5,05	7,3	0,300	мг/л мг-экв/л % экв.
20	369	10,0, 23/VIII 1952 г.	Песок разнозернистый с гравием, дресвой и щебнем, щебнисто-гравийно-обломочный материал с разнозернистым песком, с прослоями глин	5,04	7,1	0,302	мг/л мг-экв/л % экв.
21	369	11,25, 6/IX 1952 г.	То же	3,81	7,1	0,301	мг/л мг-экв/л % экв.
22	368	10,0, 23/VIII 1952 г.	»	4,62	7,5	0,292	мг/л мг-экв/л % экв.

Участок состоит из двух створов скважин, удаленных один от другого на 900 *м*. В первом створе пробурены пять скважин, во втором — три. Из пяти скважин первого створа отобраны на анализ четыре пробы воды, а из трех скважин второго — две. Как видно из результатов анализов (табл. 26), тип и степень минерализации этих вод иные, чем аллювиальных вод речных долин Хэнтэя. Действительно, если в аллювиальных водах речных долин Хэнтэя из анионов преобладают гидрокарбонат- и сульфат-ионы, а из катионов — кальций и магний, то в грунтовых водах долины Чоноин-Гола наряду с гидрокарбонат- и сульфат-ионами встречается хлор-ион, который в некоторых пробах на первом створе скважин достигает 20% экв., а на втором — 23% экв. Из катионов преобладает ион натрия, почти во всех пробах его больше, чем ионов кальция и магния, а в отдельных пробах он достигает 73% экв.

Продолжение табл. 25

Компоненты минерализации											Минерализация, г/л
NH_4^+	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	
ток водозабора											
0,7	7	15	69	0,7	Нет	7	38	Слабые следы	Нет	244	0,380
	0,32	1,23	3,44	—	»	0,20	0,79		»	4,00	—
	6	25	69			4	16	»		80	—
Нет	83	13	9	Нет	»	9	27	2	»	262	0,405
	3,62	1,07	0,45	»	»	0,25	0,56	0,03	»	4,3	—
	70	21	9	»	»	5	11	—	»	84	—
0,9	6	18	67	0,4	»	5	39	2	»	251	0,388
	0,27	1,48	3,34	—	»	0,14	0,81	0,03	»	4,11	—
	5	29	66	—	»	3	16	—		81	—
0,7	15	14	71	0 4	»	7	43	2	»	257	0,409
	0,65	1,15	3,54	—	»	0,20	0,90	0,03	»	4,21	—
	12	22	66	—	»	4	17	—	»	79	—
0,2	10	17	66	0,2	»	6	29	Следы	»	266	0,394
	0,44	1,40	3,29	—	»	0,17	0,60	»	»	4,36	—
	9	27	64	—	»	3	12	»	»	85	—
0,85	4	19	70	0,4	»	7	36	Нет	0,4	261	0,397
	0,18	1,56	3,49	—	»	0,20	0,75	»	—	4,28	—
	3	30	67	—	»	4	14	»	—	82	—
0,8	11	17	73	0,7	»	7	36	»	0,07	278	0,422
	0,47	1,40	3,64	—	»	0,20	0,75	»	—	4,56	—
	9	26	65	—	»	4	13	»	—	83	—
0,5	45	10	60	Нет	0,1	7	58	10	0,01	255	0,445
	1,94	0,82	2,99	»	—	0,20	1,21	0,16	—	4,18	—
	34	15	51	»	—	3	21	3	—	73	—
0,7	2	15	68	0,8	Нет	26	4	Нет	0,08	238	0,353
	0,09	1,23	3,39	—	»	0,73	0,08	»	—	3,90	—
	2	26	72	—	»	15	2	»	—	83	—

Распределение минерализации грунтовых вод в поперечном профиле долины, как и в описанных долинах Хэнтэя, неравномерное. На первом створе максимальная минерализация — 1 *г/л* наблюдается в скв. 1, минимальная — 0,604 *г/л* в рядом расположенной скв. 2. Таким образом, разница между максимальной и минимальной минерализацией в этом створе достигает более 0,4 *г/л*. Средняя минерализация грунтовых вод по всему створу равна 0,732 *г/л*, а в скважинах второго створа — 0,756 *г/л*. В пересчете на 1 *км* пути движения воды минерализация увеличивается на 0,027 *г/л*. Это в 3—5 раз превышает рост минерализации грунтовой воды в указанных долинах Хэнтэя и свидетельствует о большой засоленности водовмещающих пород долины, а также о менее значительных уклонах грунтового потока и скоростях фильтрации грунтовых вод. Расход аллювиального потока долины Чоноин-Гола малый (около 20 *л/сек*). Однако, как подсчитано, вместе

Химический состав подземных вод третичных отложений долины р. Чоноин-Гол

Таблица 26

№ п/п	№ скважины	Глубина (в м) и дата отбора пробы воды	Породы водоносного горизонта	Жесткость общая, *мг-экв*	pH	Сухой остаток, *г/л*	Форма выражения анализа	Компоненты минерализации											Минерализация, *г/л*
								NH_4^+	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	NO_2^-	HCO_3^-	
Первый створ																			
1	1	16,7, 16/XI 1950 г.	Переслаивание песчаников и конгломератов	8,27	7,5	0,849	*мг/л*	0,7	140	46	90	0,1	0,2	98	174	80	—	407	1,035
							мг-экв/л		6,07	3,78	4,49	—	—	2,76	3,62	1,29	—	6,67	—
							% экв.		42	27	31	—	—	19	25	9	—	47	—
2	2	17/VI 1950 г.	То же	2,12	7,3	0,588	*мг/л*	0,3	133	24	3	0,1	0,2	7	118	—	—	319	0,604
							мг-экв/л		5,78	1,97	0,15	—	—	0,20	0,47	—	—	5,23	—
							% экв.		73	25	2	—	—	3	31	—	—	66	—
3	3	1/VII 1950 г.	»	3,79	7,2	0,477	*мг/л*	0,4	108	26	33	0,1	0,2	50	69	—	—	346	0,632
							мг-экв/л		4,72	2,14	1,65	—	—	1,41	1,43	—	—	5,67	—
							% экв.		56	25	19	—	—	17	17	—	—	66	—
4	4	21/VIII 1950 г.	»	3,94	7,4	0,495	*мг/л*	0,7	114	26	36	0,5	—	61	71	—	—	349	0,657
							мг-экв/л		4,98	2,14	1,80	—	—	1,72	1,48	—	—	5,72	—
							% экв.		56	24	20	—	—	20	16	—	—	64	—
Второй створ																			
5	6	1/IX 1950 г.	»	4,03	7,3	0,547	*мг/л*	0,9	118	22	44	0,1	0,5	66	95	—	—	325	0,670
							мг-экв/л		5,15	1,81	2,22	—	—	1,86	1,97	—	—	5,33	—
							% экв.		56	20	24	—	—	20	21	—	—	59	—
6	8	7,8, 11/XI 1950 г.	»	5,22	6,8	0,688	*мг/л*	0,6	149	29	57	0,1	0,1	94	139	1	—	374	0,842
							мг-экв/л		6,47	2,98	2,84	—	—	2,65	2,89	0,02	—	6,13	—
							% экв.		55	21	24	—	—	23	25	—	—	52	—

с ним в Тамцагскую депрессию выносится около 1,3 *т* солей в сутки, или около 475 *т* в год.

Приведенные материалы об особенностях формирования химического состава аллювиальных вод свидетельствуют о большой сложности этого процесса. Из этих материалов следует, что грунтовые воды аллювиальных отложений Монголии являются химически зональными водами. На их состав влияют климат, рельеф, условия геологического строения, т. е. все те природные факторы, под воздействием которых формируется химический состав любых подземных вод во всех частях земного шара. Однако вследствие значительной подвижности грунтовых вод, обычно хорошей промытости водовмещающих пород аллювия, относительно неглубокого залегания грунтовых вод и постоянного влияния на них атмосферных осадков, действующих опресняющим образом, наблюдается некоторая растянутость в пространстве химических фаций аллювиальных вод, характерных для определенной климатической зоны, и проникновение их в другие климатические зоны, что, несомненно, осложняет определение границ отдельных зон, но при прочих равных условиях не снимает вопроса о их зональности.

В зависимости от климатических, геоморфологических и геологических условий отдельных районов Монголии в химических фациях аллювиальных вод выделяются сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые и хлоридно-сульфатные гидрокарбонатно-натриевые фации. Первые характерны для средних частей аллювиальных долин горных районов, вторые — для степных районов, где атмосферных осадков выпадает меньше и широко развиты мезо-кайнозойские континентальные отложения, что влияет на состав грунтовой воды. Единичные анализы грунтовых вод из верхних частей речных долин показывают, что состав их здесь существенно меняется: из анионов преобладает гидрокарбонат-ион, а из катионов — кальций. В истоках долин в гидрокарбонатно-кальциевых аллювиальных водах присутствует значительное количество кремнезема. Таким образом, в грунтовых водах аллювиальных отложений от верховьев долин вниз по их падению выделяются гидрокарбонатные кальциево-кремнеземные, гидрокарбонатно-кальциевые, сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые химические фации.

Поскольку грунтовая вода является подвижной системой, режим которой обусловлен влиянием многих природных факторов, в первую очередь климатических, то границы фаций, по-видимому, не постоянны. Они меняются в зависимости от времени года, а также от режима поверхностных водотоков, с которыми аллювиальные воды тесно связаны. В паводковые периоды, в зоне активного водообмена между речными и грунтовыми водами аллювия их химические фации очень близки, в то время как в некотором удалении от этой зоны влияние паводковых вод не столь существенно и в химических фациях аллювиальных вод сохраняется характерная для них зональность, если, конечно, отсутствуют какие-либо местные причины, которые могут ее нарушить (выходы в долину по зонам разлома глубоких восходящих вод, изменение литологического состава водовмещающих пород и др.).

Существенные изменения зональность гидрохимических фаций «чистых» долин претерпевает в районах расположения городов в долинах. В этих условиях на относительно небольших участках можно встретить все известные в природе химические фации грунтовых вод. Так, например, в долине Толы, в месте расположения Улан-Батора, в ее аллювиальных отложениях выявлены грунтовые воды гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава, сульфатно-гидрокарбонатные натриево-магниево-кальциевые, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриево-магниево-кальциевые, азотно-хлоридно-сульфатные натриево-магниево-кальциевые и др.

Общая закономерность аллювиальных вод Монголии, неоднократно наблюдавшаяся и описанная различными исследователями для некоторых речных долин Советского Союза, — это постепенное увеличение их минера-

лизации от истоков по падению долин. Нарастание минерализации на каждый километр падения реки не одинаково в различных долинах и зависит, по-видимому, от состава водовмещающих пород и их промытости. В аллювиальных отложениях, содержащих прослои суглинков и глин, оно почти всегда больше, чем в долинах, сложенных чистыми песками с галькой, способными быстро освобождаться от солей.

Однако в некоторых долинах или на некоторых их участках минерализация по пути движения аллювиальных вод не увеличивается, а, наоборот, даже несколько уменьшается. Подобные явления объясняются главным образом влиянием боковых долин, в аллювии которых содержится более пресная грунтовая вода, чем в рассматриваемых долинах. По-видимому, особенно существенно опресняющее влияние мелких боковых долин, впадающих в основную долину, в аллювиальных или аллювиально-пролювиальных отложениях которых вследствие коротких путей фильтрации минерализация грунтовой воды почти всегда меньше минерализации грунтовых вод основной долины. Неравномерная минерализация грунтовых вод наблюдается и в поперечном профиле речных долин.

Грунтовые воды аллювиальных отложений, двигаясь к местным базисам эрозии, выносят вместе с собой огромное количество растворенных солей, в результате чего преобразуется рельеф земной поверхности — она понижается. Так, при помощи поверхностных и подземных вод совершается гидрохимическая денудация в широком смысле этого слова.

Существенным элементом геоморфологии Монголии являются многочисленные озерные котловины. Они выполнены главным образом тонкими песками, супесями, суглинками и глинами. Породы часто переслаиваются между собой и быстро взаимозамещаются по простиранию. Грунтовые воды залегают в них на небольшой глубине. Запасы их пополняются за счет инфильтрации атмосферных осадков, подтока грунтовых вод со стороны обрамляющих озерные котловины высот и речных долин, устья которых открываются в озерные котловины.

Основным процессом, под влиянием которого в озерных котловинах и других депрессионных понижениях формируется химический состав грунтовых вод, является испарение, часто приводящее к высокой концентрации в них разнообразных солей. Действительно, среди грунтовых вод озерных котловин наблюдаются гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые грунтовые воды, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, хлоридно-сульфатные натриевые, гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные натриевые (содовые) и хлоридные натриевые.

Первый тип грунтовых вод формируется главным образом в краевых частях озерных котловин. Особенно хорошо он наблюдается в тех случаях, когда склоны котловин сложены коренными трещиноватыми породами, со стороны которых происходит подток слабо минерализованных грунтовых вод преимущественно гидрокарбонатно-сульфатного, кальциево-натриевого состава. Однако эта зона грунтовых вод, обрамляющая периферию озерных понижений, обычно имеет небольшую ширину и быстро сменяется одной из следующих зон: сульфатно-гидрокарбонатной натриевой или хлоридно-сульфатной натриевой, представляющих основной фон химического состава грунтовых вод озерных котловин.

Содовые воды встречаются лишь в некоторых озерных котловинах Восточной Монголии, расположенных к северу от Чойбалсана (Шара-Бур-Нур, Гурбан-Тосон-Нур, Баян-Бурду-Нур). Однако они, по-видимому, имеются и в озерно-аллювиальных отложениях приподнятых котловин Западной Монголии, изученных, к сожалению, еще очень слабо. Незначительно распространены и хлоридные натриевые воды, формирующиеся главным образом в наиболее пониженных частях озерных понижений. Например, на востоке Монголии они известны в пределах небольших котловин с оз. Хубо-Нур и Сангин-Далай-Нур, аналогичные воды известны в пределах одноименной

котловины в Южной Гоби. Хлоридные натриевые воды, очевидно, достаточно широко распространены в опущенных котловинах Западной Монголии.

Высококонцентрированные соленые и рассольные, преимущественно хлоридные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые грунтовые воды, по данным А. Я. Стефаненко, были вскрыты зондировочными скважинами в котловине Унэгин Гоби юго-восточнее Баян-Мунку сомона. Они залегают здесь на глубине 7,5—8 *м* в прослоях песков среди красных глин. Химический состав этих вод показан в табл. 27.

Таблица 27

Химический состав вод котловины Унэгин Гоби

№ скв.	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_2 св
35	94,6	*мг/л*	29 796	1618	2485	39 393	20 894	445	49,9
		мг-экв/л	1 296	133	124	1 111	435	7,3	—
		% экв.	83	9	8	72	28	—	—
36	39,5	*мг/л*	11 197	1350	1804	22 373	2 546	244	29,1
		мг-экв/л	487	111	90	631	53	4	—
		% экв.	71	16	13	92	8	—	—

А. Я. Стефаненко относил эти воды к водам погребенных озер, хотя нам представляется, что образование их значительно проще и объясняется процессами выщелачивания и концентрирования в них солей под влиянием климатических условий, в первую очередь господствующей в этом районе более высокой температуры воздуха по сравнению с Северной Монголией.

Такова картина изменения химического состава грунтовых вод от водораздельных пространств горных возвышенностей до многочисленных озерных котловин, являющихся для ряда речных бассейнов местными базисами эрозии. Установлено, что на водораздельных пространствах и на ближайших к ним склонах возвышенностей высокогорных районов формируются главным образом весьма пресные гидрокарбонатные, щелочноземельно-натриевые, трещинно-грунтовые воды с минерализацией до 100 *мг/л* и с повышенным содержанием кремнезема и органических веществ. Аналогичные по составу порово-грунтовые воды образуются в аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях в верховьях всех долин, имеющих истоки высоко в горах.

В среднегорных и предгорных районах, а также в средних частях долин преобладают сульфатно-гидрокарбонатные, натриево-щелочноземельные или гидрокарбонатно-сульфатные, щелочноземельно-натриевые грунтовые воды, которые в озерных котловинах сменяются сульфатно-гидрокарбонатными натриевыми, хлоридно-сульфатными натриевыми и хлоридно-натриевыми.

Итак, в пределах горных районов отчетливо выделяются все гидрохимические зоны грунтовых вод, известные во многих равнинных областях. Однако, если там эти зоны в ширину растянуты на сотни километров, то в горных областях они сближены, чем и подчеркивается отчетливо их топографическая вертикальная гидрохимическая зональность (поясность).

Действительно, если зона весьма пресных гидрокарбонатно-кальциевых вод с повышенным содержанием кремнезема и органических веществ занимает, например, на территории европейской части СССР несколько десятков тысяч квадратных километров, то на территории Монголии она распространена на нескольких тысячах квадратных километров, а обычно бывает

гораздо меньше. Значительно сужены здесь и остальные гидрохимические зоны.

Если бы территория Монголии была равнинной с более или менее постоянным и относительно близким залеганием уровня грунтовых вод, то под влиянием изменения климатических условий с севера на юг мы наблюдали бы, очевидно, формирование трех широтных зон грунтовых вод различного химического состава: гидрокарбонатно-сульфатной, кальциево-натриевой на севере ее, преимущественно хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатной, кальциевой, натриевой или натриево-кальциевой в центральной, степной части и хлоридно-сульфатной, натриево-кальциевой или хлоридной натриевой в южной, полупустынной и пустынной ее части.

В действительности такой закономерной смены зон с севера на юг не наблюдается, так как на формирование химического состава грунтовых вод здесь влияет еще ряд природных факторов, нарушающих эту идеальную схему. Главнейшим из них является рельеф страны. Именно, вследствие своеобразия рельефа Монголии, заключающегося в чередовании высокоприподнятых участков с пониженными, наблюдается перемежаемость различных гидрохимических зон в меридиональном направлении и мозаичная картина пространственного их распределения.

Однако несмотря на разнообразие химического состава грунтовых вод, формирующихся под влиянием климатических, почвенных, геологических, геоморфологических, гидродинамических и других факторов, на территории Монголии преобладают сульфатно-гидрокарбонатные, кальциево-натриевые грунтовые воды, на фоне которых небольшими полями выделяются хлоридно-сульфатные, натриево-кальциевые и хлоридные натриевые грунтовые воды. Таким образом, прежнее представление о Монголии как о стране, на больших пространствах лишенной или имеющей ограниченные запасы слабо минерализованных грунтовых вод, — представление, сложившееся под влиянием сообщений главным образом первых путешественников по Монголии, следует признать неправильным.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АРТЕЗИАНСКИХ ВОД

Характер бассейнов мезо-кайнозойского осадконакопления

Артезианские бассейны многочисленных межгорных котловин Монголии выполнены главным образом юрскими, меловыми и третичными отложениями. Однако в настоящее время только в нижнемеловых отложениях в нижних частях некоторых артезианских бассейнов выявлены высокоминерализованные хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциево-натриевые подземные воды, местами с бромом и йодом, характерные для глубоких водоносных горизонтов артезианских бассейнов платформенных областей, сложенных породами, осадки которых накапливались в условиях моря. Между тем нижнемеловые отложения по комплексу содержащихся в них органических остатков, а также по фациально-литологическим признакам всеми исследователями отнесены к типичным континентальным образованиям, формировавшимся в озерных бассейнах различных размеров. Поэтому интересна попытка установить, хотя бы по косвенным признакам, некоторые особенности условий осадконакопления в указанных бассейнах и по возможности выяснить влияние таких особенностей на химический состав глубоких подземных вод, связанных с нижнемеловыми отложениями.

Геологи и гидрогеологи неоднократно определяли характер осадконакопления меловых бассейнов Монголии, главным образом на основании содержащейся в них фауны. Однако исследователи только констатировали, что указанные бассейны были пресными или к концу своего существования осолонившимися. Мы предприняли попытку восстановить эти условия на основании химического анализа солевого состава подвижной части компо-

нентов минерального комплекса пород, так как известно, что всякие изменения условий осадконакопления одновременно вызывают и изменения в их солевой характеристике.

Одним из наиболее распространенных методов изучения солевого состава пород является анализ водных вытяжек из них. И. А. Юркевич [234] показал, что наиболее подходящие ионы, соотношение которых может быть использовано для выяснения солености вод древних бассейнов осадконакопления, это хлор-ион и сумма гидрокарбонатного и карбонатного ионов, выраженные в миллиграмм-эквивалентной форме. Как экспериментально доказал И. А. Юркевич, при анализе водных вытяжек необходимо, чтобы соотношение воды и породы было минимальным, так как легкорастворимые соли названных ионов, которые собственно и определяют характер древних бассейнов осадконакопления, полностью растворяются очень малыми дозами воды, а труднорастворимые карбонаты или сульфаты переходят при этом в раствор лишь в ничтожно малых количествах, что не может повлиять на результаты выводов.

Согласно методике, разработанной И. А. Юркевичем, для определения легкорастворимой части ионов HCO_3 и CO_3 необходимо приготавливать две водные вытяжки с различным соотношением воды и породы, причем более высокое соотношение не должно превышать 3 : 1. По результатам анализа этих вытяжек строится график, на оси абсцисс которого откладывается содержание гидрокарбонатного иона в процентах, а на оси ординат содержание воды в миллиграммах на 1 *г* породы. Точка пересечения продолжения наиболее крутого отрезка прямой с осью ординат соответствует содержанию в породе иона HCO_3 легкорастворимых или уже растворенных в седиментационной воде соединений. Эта методика, по нашему мнению, заслуживает большого внимания.

Наши анализы водных вытяжек из юрско-меловых отложений Монголии были выполнены по известной в почвоведении методике несколько раньше выхода в свет работы И. А. Юркевича. Поэтому приведены результаты анализов не только легко-, но, по-видимому, и труднорастворимых солей. Рассчитанные по результатам анализов отношения хлор-иона к гидрокарбонатному и карбонатному ионам занижены не менее чем в 1,5—3 раза, что достаточно хорошо видно из табл. 28, заимствованной из работы И. А. Юркевича [234].

Таблица 28

Зависимость содержания HCO_3^- в водных вытяжках из пород от соотношения воды и породы

Описание породы	Содержание HCO_3^- (% от веса породы) в водных вытяжках с отношением воды (*мг*) к породе (*г*)					
	1	3	5	10	20	40
Песчаник зеленовато-серый, глауконитовый	—	0,058	0,098	0,151	0,244	0,353
Алевролит коричневый	—	0,060	0,100	0,161	0,203	0,290
Аргиллит черный	0,031	0,053	0,075	0,085	0,132	—
Алевролит черный, слюдистый	0,034	0,068	0,104	0,136	0,195	—
Аргиллит темный, плотный	0,035	0,077	0,118	0,152	0,253	—
Алевролит темный с фауной	Следы	0,006	0,012	0,031	0,041	—
Песчаник темно-зеленый, глинистый	0,024	0,063	0,101	0,156	0,190	—
Глина серая, слюдистая	0,002	0,009	0,015	0,027	0,031	—

Учитывая изложенное, мы ввели эту поправку к полученным результатам анализов, которые использовали для наших исследований, так как не располагали другими аналитическими данными для определения характера бассейнов древнего осадконакопления.

Для изучения солевого состава юрско-меловых отложений, выполняющих межгорные артезианские бассейны Монголии, нами были отобраны для анализа образцы керна из двух районов: 1) из межгорной котловины, к которой приурочено Шараингольское угольное месторождение (Северная Монголия), и 2) из скважин, пробуренных на Ухинской, Дзун-Баинской, Цаган-Эльской и Баян-Монгольской нефтеносных структурах Восточно-Гобийской депрессии. Как видим, эти районы находятся в резко отличных не только физико-географических, но и геологических и гидрогеологических условиях.

Шараингольская межгорная котловина выполнена угленосными юрско-меловыми отложениями, состоящими из часто переслаивающихся между собой аргиллитов, алевролитов, глин и глинистых сланцев; песчаники, угли и конгломераты встречаются редко. Результаты анализа водных вытяжек из отложений этой котловины приведены в табл. 29.

Как видно из табл. 29, максимальная глубина, с которой здесь отобраны образцы пород, около 250 *м*. Мощность разреза юрско-меловых отложений котловины 900—1000 *м*, химически опробована лишь его верхняя часть.

Реакция водных вытяжек в большинстве проб слабо щелочная или нейтральная, некоторые пробы показывают щелочную реакцию с pH, равным 8,2—8,7. Основными компонентами солевого состава водных растворов являются гидрокарбонатный и сульфатный ионы, а из катионов — щелочные элементы и ион кальция. Ионов хлора и магния меньше. Несмотря на слабую общую минерализацию водных вытяжек, в некоторых скважинах наблюдается некоторое ее увеличение с глубиной. Так, например, в скв. 4 содержание солей с 0,068% у поверхности земли увеличилось до 0,098% на глубине 79 *м*. Более значительное увеличение минерализации водных вытяжек наблюдается в скв. 6: у поверхности минерализация составляла 0,129%, несколько снизилась на глубине 34—58 *м* и вновь повысилась с глубины 84 *м*, достигнув на забое (164 *м*) 0,165%. В скв. 5 какой-либо закономерности в распределении минерализации не замечено, а в скв. 1 наблюдается некоторое ее снижение с глубиной, связанное скорее всего с изменением состава пород, слагающих межгорную котловину. В целом для Шараингольской депрессии намечается следующее расположение отдельных компонентов минерализации: $HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$, т. е. они размещаются в таком же порядке, как и в пресных континентальных водах.

Несколько иной состав компонентов подвижного минерального комплекса в нижнемеловых породах и другая солевая характеристика бассейнов нижнемелового осадконакопления наблюдаются в Восточной Гоби (табл. 30).

В пределах Ухинской площади для изучения засоленности и солевого состава пород была опробована скв. 1. Опробовались верхи шарилинской свиты и цаганцабская свита, а также битуминозная пачка и нижняя часть темно-серой подсвиты дзунбаинской свиты. Из табл. 30 видно, что наиболее засолонены отложения средней части темно-серой подсвиты в интервале 900—908 *м*, в породах которого количество солей равно 0,467% на 100 *г*. В составе компонентов минерального комплекса из анионов преобладает хлор-ион, на втором месте находится гидрокарбонатный и карбонатный ионы, на третьем — сульфат-ион. Из катионов главная роль принадлежит натрий-иону. Отношение $\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$ для указанного интервала достигает 5,35, т. е. оно самое высокое для всего разреза скважин. С увеличением глубины это отношение постепенно, но неравномерно падает. В нижней части темно-серой подсвиты и битуминозной пачки дзунбаинской свиты, а также в верхней части цаганцабской свиты оно колеблется от 1,68 до 2,51. Минимальное значение этого отношения — 0,07 наблюдается в средней части разреза цаганцабской свиты, затем оно поднимается до 1,11 и постепенно снова понижается, достигая наименьшей величины в низах шарилинской свиты, на контакте ее с отложениями палеозоя.

Таблица 29

Химический состав водных вытяжек из юрско-меловых отложений Шараингольской депрессии

(на 100 *г* абсолютно сухой породы)

№ скважины	Состав пород	Глубина, *м*	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация
5	Песчаник	6,0	8,2	*мг-экв*	Нет	0,71	0,23	0,15	0,26	0,09	0,74	—
				%	»	0,043	0,011	0,006	0,005	0,001	0,017	0,083
	Аргиллит	13,0	7,7	*мг-экв*	»	0,94	0,52	0,13	0,18	0,21	1,20	—
				%	»	0,057	0,025	0,004	0,004	0,003	0,028	0,121
	Алевролит песчанистый	24,0	7,2	*мг-экв*	»	0,60	0,54	0,10	0,18	0,18	0,88	—
				%	»	0,037	0,026	0,004	0,003	0,002	0,020	0,092
	Сланец глинистый	35,0	7,5	*мг-экв*	»	0,50	0,52	0,10	0,26	0,20	0,66	—
				%	»	0,031	0,025	0,004	0,005	0,002	0,015	0,082
	Песчаник известковистый	40,0	7,4	*мг-экв*	Есть	0,78	0,19	0,03	0,48	0,39	0,13	—
				%	»	0,048	0,009	0,001	0,010	0,005	0,003	0,076
	Алевролит	54,0	7,3	*мг-экв*	Нет	0,45	0,75	0,02	0,55	0,40	0,27	—
				%	»	0,030	0,036	0,001	0,011	0,005	0,006	0,089
	Глина плотная	62,0	6,6	*мг-экв*	»	0,65	0,62	0,12	0,15	0,15	1,09	—
				%	»	0,040	0,030	0,004	0,003	0,002	0,025	0,104
4	Песок тонкозернистый пылеватый, желтый	2,5	7,4	*мг-экв*	»	0,88	0,23	0,02	0,35	0,45	0,33	—
				%	»	0,054	0,011	0,001	0,007	0,006	0,008	0,087
	Песок тонкозернистый пылеватый, серый	5,5	8,3	*мг-экв*	»	0,71	0,33	0,08	0,35	0,12	0,65	—
				%	»	0,043	0,016	0,003	0,007	0,001	0,015	0,085
	Песчаник грубый серо-желтый	11,0	7,5	*мг-экв*	»	0,65	0,19	0,02	0,29	0,11	0,46	—
				%	»	0,040	0,009	0,001	0,006	0,001	0,011	0,068
	Глина серая комковатая	35,3	7,5	*мг-экв*	»	0,65	0,35	0,03	0,40	0,24	0,39	—
				%	»	0,040	0,017	0,001	0,008	0,003	0,009	0,078
	Песчаник серый	46,0	8,0	*мг-экв*	»	0,78	0,21	0,03	0,40	0,21	0,41	—
				%	»	0,048	0,010	0,001	0,008	0,003	0,009	0,079
	Песчаник темно-серый глинистый, с известковистыми включениями	56,0	7,4	*мг-экв*	»	0,68	0,27	0,02	0,35	0,11	0,51	—
				%	»	0,041	0,013	0,001	0,007	0,001	0,012	0,075
	Песчаник глинистый, тонкозернистый, серый	79,0	8,2	*мг-экв*	0,03	0,99	0,19	0,05	0,24	0,19	0,83	—
				%	0,001	0,060	0,009	0,002	0,005	0,002	0,019	0,098

Продолжение табл. 29

№ скважины	Состав пород	Глубина, м	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	^7Cl	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация
6	Глина бурая пылеватая	7,0	8,5	*мг-экв*	Нет	1,11	0,54	0,05	0,41	0,41	0,88	—
				%	»	0,068	0,026	0,002	0,008	0,005	0,020	0,129
	Глина песчанистая плотная	11,0	7,8	*мг-экв*	»	1,41	0,19	0,10	0,32	0,24	1,14	—
				%	»	0,086	0,009	0,004	0,006	0,003	0,026	0,134
	Глина с линзочками разнозернистого песчаника	34,0	7,6	*мг-экв*	«	0,81	0,17	0,05	0,24	0,19	0,60	—
				%	»	0,049	0,005	0,002	0,005	0,002	0,014	0,077
	Сланец глинистый плотный	48,0	7,4	*мг-экв*	»	0,52	0,23	0,06	0,10	0,19	0,52	—
				%	»	0,032	0,011	0,002	0,002	0,002	0,012	0,061
	Сланец бурый тонкослоистый	58,0	7,5	*мг-экв*	»	0,55	0,48	0,10	0,13	0,11	0,89	—
				%	»	0,033	0,023	0,004	0,002	0,001	0,020	0,083
	Аргиллит зеленовато-серый	84,0	7,4	*мг-экв*	Есть	1,37	0,38	0,03	0,22	0,17	1,39	—
				%	»	0,084	0,018	0,001	0,004	0,002	0,032	0,141
	Аргиллит темно-серый	114,0	8,3	*мг-экв*	0,10	1,26	0,60	0,05	0,18	0,12	1,71	—
				%	0,003	0,077	0,029	0,002	0,003	0,001	0,039	0,154
	Сланец	124,0	7,6	*мг-экв*	Нет	1,17	2,71	0,05	0,64	0,29	3,00	—
				%	»	0,071	0,130	0,002	0,013	0,004	0,069	0,289
	Алевролит	134,0	7,7	*мг-экв*	0,13	1,54	0,60	Нет	0,90	0,74	0,50	—
				%	0,008	0,094	0,029	»	0,018	0,009	0,012	0,170
	Сланец темно-серый плотный	164	7,8	*мг-экв*	Нет	1,33	0,75	0,05	0,35	0,16	1,67	—
				%	»	0,081	0,036	0,002	0,007	0,001	0,038	0,165

Продолжение табл. 29

№ скважины	Состав пород	Глубина, м	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация
1	Глина серая с налетом окислов железа	7,0	7,4	*мг-экв*	Нет	0,62	0,38	0,22	0,12	0,05	1,05	—
				%	»	0,038	0,018	0,008	0,003	0,001	0,024	0,098
	Сланец бурый песчаный с окислами железа	13,0	7,2	*мг-экв*	»	0,39	0,29	0,20	0,21	0,08	0,59	—
				%	»	0,024	0,014	0,007	0,004	0,001	0,014	0,064
	Песчаник бурый, грубый с примазками глины	17,0	7,3	*мг-экв*	»	0,52	0,38	0,18	0,32	0,16	0,61	—
				%	»	0,032	0,018	0,006	0,006	0,001	0,014	0,077
	Глина темно-серая, плотная	20,0	7,0	*мг-экв*	»	0,52	0,33	0,17	0,10	0,07	0,87	—
				%	»	0,032	0,16	0,006	0,002	0,001	0,020	0,077
	Глина пестрая (серая с включением бурой), плотная	27,0	7,2	*мг-экв*	»	0,52	0,19	0,10	0,12	Нет	0,73	—
				%	»	0,032	0,009	0,004	0,003	»	0,017	0,065
	Глина зеленовато-серая и темно-серая плотная	34,0	7,4	*мг-экв*	»	0,78	0,73	0,03	0,80	0,63	0,13	—
				%	»	0,048	0,035	0,001	0,016	0,008	0,003	0,111
	Алевролит светло-серый	61,0	7,6	*мг-экв*	»	0,91	0,31	0,02	0,37	0,32	0,55	—
				%	»	0,055	0,015	0,001	0,007	0,004	0,013	0,095
	Песчаник тонкозернистый светло-серый	71,0	7,4	*мг-экв*	»	0,88	0,33	0,03	0,36	0,34	0,62	—
				%	»	0,054	0,016	0,001	0,007	0,004	0,012	0,094
	Алевролит темно-серый	80,0	7,7	*мг-экв*	»	0,94	0,73	Нет	0,61	0,53	0,55	—
				%	»	0,057	0,035	»	0,012	0,006	0,013	0,123
	Алевролит светло-серый известковистый	94,0	7,6	*мг-экв*	»	0,83	0,50	0,05	0,45	0,43	0,50	—
				%	»	0,051	0,024	0,002	0,009	0,005	0,012	0,103
	Глина темно-серая	115,0	7,4	*мг-экв*	»	1,32	0,36	0,08	0,75	0,05	0,99	—
				%	»	0,081	0,018	0,003	0,015	0,001	0,023	0,141
	Песчаник тонкозернистый известковистый	154,0	7,3	*мг-экв*	»	0,57	0,21	0,03	0,19	0,12	0,50	—
				%	»	0,035	0,010	0,001	0,004	0,002	0,012	0,064
	Песчаник разнозернистый известковистый	168,0	8,2	*мг-экв*	»	0,60	0,50	0,05	0,12	0,03	1,00	—
				%	»	0,037	0,024	0,002	0,002	0,004	0,023	0,088
	Песчаник тонкозернистый известковистый	217	8,7	*мг-экв*	0,05	0,78	0,58	0,05	0,18	0,06	1,22	—
				%	0,002	0,048	0,028	0,002	0,003	0,001	0,028	0,112
	То же	248,0	7,4	*мг-экв*	Нет	0,47	0,25	0,03	0,24	0,08	0,43	—
				%	»	0,028	0,012	0,001	0,005	0,001	0,010	0,057

Таблица 30

Химический состав водных вытяжек из меловых отложений Восточно-Гобийской депрессии

(на 100 *г* абсолютно сухой породы)

№ скважин	Состав пород	Глубина, *м* и индекс геологического возраста пород	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация	$\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$	Соотношение анионов
								Ухинская структура						
1	Туф витрокристаллический (кварц, полевые шпаты, стекло, биотит, хлорит) с вкраплениями сидерита и обильной углистой пылью	900—908, Cr_1dz	8,8	*мг-экв* %	0,15 0,004	0,98 0,060	0,35 0,017	6,04 0,214	0,15 0,003	0,06 0,001	7,31 0,168	— 0,467	5,35 —	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
	Туф глинизированный	1062—1068, Cr_1dz	9,4	*мг-экв* %	0,50 0,015	1,36 0,083	0,42 0,020	3,12 0,111	0,12 0,002	0,03 0,0004	5,25 0,121	— 0,352	1,68 —	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
	Туфо-глина, алевролит с вкрапленниками сидерита	1154—1160, Cr_1dz	9,4	*мг-экв* %	Не определялось	1,89 0,115	0,48 0,023	3,47 0,123	0,31 0,006	0,10 0,001	5,43 0,125	— 0,393	1,84 —	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$
	Туф витрокристаллический, замещенный пелитоморфным карбонатом	1191—1197, Cr_1zg	9,7	*мг-экв* %	0,50 0,015	0,81 0,049	0,33 0,016	2,52 0,090	0,09 0,002	0,03 0,0004	4,04 0,093	— 0,265	1,92 —	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4$
	Песчаник туфогенный, алевролит, туф кислый глинизированный, карбонатизированный	1237—1243, Cr_1zg	9,5	*мг-экв* %	0,55 0,017	0,83 0,050	0,10 0,005	3,46 0,123	0,12 0,002	0,03 0,0004	4,79 0,110	— 0,307	2,51 —	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
	Туфоглина	1272—1274, Cr_1zg	9,7	*мг-экв* %	0,28 0,008	1,39 0,084	0,08 0,004	2,12 0,075	0,45 0,009	0,18 0,002	3,24 0,074	— 0,256	1,27 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Туф кислый кристаллокластический и туф глинизированный алевропсаммитовой структуры	1284—1289, Cr_1zg	8,6	*мг-экв* %	0,15 0,004	1,93 0,118	0,42 0,020	1,63 0,058	0,11 0,002	0,13 0,002	3,89 0,089	— 0,293	0,79 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Песчаник алевритовый туфогенный разнозернистый и туфоглина	1309—1313, Cr_1zg	9,0	*мг-экв* %	0,10 0,003	1,67 0,101	0,42 0,020	2,14 0,076	0,11 0,002	0,11 0,001	4,11 0,094	— 0,297	1,21 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Туф слегка глинизированный и туфоглина	1347—1352, Cr_1zg	8,6—10,0	*мг-экв* %	Не определялось	3,41 0,208	0,48 0,023	0,23 0,008	0,10 0,002	Нет	4,02 0,092	— 0,333	0,07 —	$HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$
	Туфоглина и гравелит песчанистый туфогенный	1402—1407, Cr_1zg	9,5	*мг-экв* %	То же	2,05 0,125	0,35 0,017	2,28 0,081	0,20 0,004	0,10 0,001	4,38 0,101	— 0,329	1,11 —	$HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Песчаник туфогенный, алевролит полимиктовый, туфогенный; гравелит туфогенный и туфоглина (туф глинизированный)	1450—1454, Cr_1zg	9,1	*мг-экв* %	0,08 0,002	1,51 0,092	0,06 0,003	1,51 0,054	0,4 0,002	0,05 0,001	3,00 0,069	— 0,223	0,95 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Туф сильно глинизированный, участками измененный в глину	1502—1507, Cr_1zg	9,7	*мг-экв* %	0,60 0,018	1,51 0,092	0,21 0,010	0,94 0,034	0,41 0,008	0,06 0,001	2,79 0,064	— 0,227	0,45 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Туф сильно глинизированный	1575—1580, Cr_1schr	8,0—9,2	*мг-экв* %	Не определялось	1,20 0,073	0,91 0,044	1,31 0,047	0,16 0,003	Нет	3,26 0,075	— 0,242	1,09 —	$HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Песчаник туфогенный с глинизированным туфовым цементом и туфоглина	1620—1625, Cr_1schr	9,7	*мг-экв* %	0,30 0,009	0,96 0,058	0,15 0,007	0,84 0,030	0,09 0,002	0,03 0,0004	2,13 0,049	— 0,155	0,67 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Гравелит с ожелезненным цементом	1685—1690, Cr_1schr	9,6	*мг-экв* %	0,30 0,009	1,26 0,077	0,25 0,012	0,69 0,025	0,06 0,001	0,03 0,0004	2,41 0,055	— 0,179	0,44 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$

Продолжение табл. 30

№ скважин	Состав пород	Глубина, м и индекс геологического возраста пород	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3	SO_4^{2-}	Cl	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация	$\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$	Соотношение анионов
					Дзун-Баинская структура									
2-оц	Глина тонкочешуйчатая с небольшой примесью зернышек кварца	145—150, Cr_1dz	9,4	*мг-экв*	0,55	1,84	0,42	5,69	0,09	0,09	8,32	—	2,38	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,017	0,112	0,020	0,202	0,002	0,001	0,191	0,545	—	
	Глина алевритистая слюдистая	200—205, Cr_1dz	8,1—9,3	*мг-экв*	Не определялось	2,74	0,51	3,53	0,10	Нет	6,68	—	1,29	$HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%		0,167	0,025	0,125	0,002		0,154	0,473	—	
	Туф глинизированный, песчаник разнозернистый с туфовым глинизированным цементом, участками замещенным карбонатом	205—210, Cr_1dz	9,4	*мг-экв*	0,65	1,51	0,10	6,58	0,06	0,03	8,75	—	3,05	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,020	0,092	0,005	0,234	0,001	0,0004	0,201	0,553	—	
	Алевролит туфогенный полевошпатово-кварцевый	260—265, Cr_1dz	8,3	*мг-экв*	0,20	1,11	0,40	5,24	0,09	0,15	6,71	—	4,01	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,006	0,068	0,019	0,186	0,002	0,002	0,154	0,437	—	
	Алевролит песчанистый туфогенный	330—335, Cr_1dz	8,6	*мг-экв*	0,30	1,01	0,42	4,16	0,06	0,24	5,59	—	3,18	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,009	0,061	0,020	0,147	0,001	0,003	0,129	0,370	—	
	Туф кислый, измененный до состояния глины	345—350, Cr_1dz	8,4	*мг-экв*	0,50	2,34	0,40	3,51	0,12	0,18	6,45	—	1,24	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,015	0,142	0,019	0,125	0,002	0,002	0,148	0,453	—	
	Глина	350—355, Cr_1dz	7,5	*мг-экв*	0 71	0,91	0,23	4,65	0,12	0,09	6,29	—	2,87	$Cl^- > (HCO_3^{2-} + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,021	0,055	0,011	0,165	0,002	0,001	0,145	0,400	—	
	Алевролит, глина	400—405, Cr_1dz	7,2	*мг-экв*	0,50	1,96	0,33	4,85	0,15	0,03	7,46	—	1,97	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,015	0,120	0,016	0,172	0,003	0,0004	0,172	0,498	—	
	Туф интенсивно карбонатизированный	440—445, Cr_1dz	9,1	*мг-экв*	0,21	2,00	0,40	2,35	0,08	0,08	4,80	—	1,06	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,006	0,124	0,019	0,083	0,002	0,001	0,110	0,345	—	
	Кремнисто-карбонатная порода с пиритом в виде прожилков	470—475, Cr_1dz	9,5	*мг-экв*	0,40	1,31	0,38	2,62	0,15	0,18	4,38	—	1,53	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,012	0,080	0,018	0,093	0,003	0,002	0,101	0,309	—	
	Туф почти полностью карбонатизированный	475—480, Cr_1dz	8,8	*мг-экв*	0,60	1,21	0,75	2,57	0,12	0,15	4,86	—	1,42	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,018	0,074	0,036	0,091	0,002	0,002	0,112	0,335	—	
	Туф глинизированный и интенсивно карбонатизированный	480—485, Cr_1dz	9,5	*мг-экв*	0,55	1,31	0,52	2,47	0,09	0,03	4,73	—	1,33	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,017	0,080	0,025	0,088	0,002	0,0004	0,109	0,321	—	
	Карбонат микрозернистый с зернышками кварца	491—493, Cr_1dz	8,7	*мг-экв*	0,20	1,06	0,94	1,98	0,12	0,18	3,88	—	1,57	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,006	0,064	0,045	0,070	0,002	0,002	0,089	0,278	—	
	Туф карбонатизированный	493—495, Cr_1dz	10	*мг-экв*	0,36	1,15	3,33	1,94	0,16	0,13	6,49	—	1,28	$SO_4^{2-} > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^-$
				%	0,011	0,070	0,160	0,069	0,003	0,002	0,149	0,464	—	
	Глина	505—510, Cr_1dz	9,6	*мг-экв*	0,81	1,16	0,44	2,23	0,09	0,03	4,52	—	1,13	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,025	0,071	0,021	0,079	0,002	0,0004	0,104	0,302	—	
	Алевролит туфогенный с глинисто-карбонатным цементом	516—521, Cr_1dz	9,6	*мг-экв*	1,01	1,21	0,52	2,38	0,06	0,09	4,97	—	1,07	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,031	0,074	0,025	0,084	0,001	0,001	0,114	0,330	—	

Продолжение табл. 30

№ скважин	Состав пород	Глубина, м и индекс геологического возраста пород	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3	SO_4^{2-}	Cl	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация	$\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$	Соотношение анионов
	Туф карбонатизированный	531—534, Cr_1dz	8,9	*мг-экв*	0,60	1,41	1,21	1,68	0,47	0,18	4,25	—	0,84	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl > SO_4^{2-}$
				%	0,018	0,086	0,058	0,060	0,009	0,002	0,098	0,331	—	
	То же	536—538, Cr_1dz	7,3	*мг-экв*	0,40	0,71	0,52	1,53	0,12	0,09	2,95	—	1,38	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,012	0,043	0,025	0,055	0,002	0,001	0,068	0,206	—	
	»	546—548, Cr_1zg	9,6	*мг-экв*	1,82	0,96	0,75	1,39	0,09	0,09	4,74	—	0,50	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,055	0,058	0,036	0,049	0,002	0,001	0,109	0,310	—	
	»	548—550, Cr_1zg	7,5	*мг-экв*	1,11	1,26	0,62	1,39	0,12	0,12	4,14	—	0,59	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,034	0,077	0,030	0,049	0,002	0,001	0,095	0,288	—	
	Туф пепловый глинизированный	560—562, Cr_1zg	9,8	*мг-экв*	0,51	4,57	0,83	0,38	0,13	0,20	5,96	—	0,07	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-} > Cl^-$
				%	0,015	0,279	0,040	0,014	0,003	0,003	0,137	0,491	—	
	Глина тонкочешуйчатая	568—570, Cr_1zg	10,1	*мг-экв*	2,32	2,74	0,50	1,85	0,18	0,06	7,17	—	0,37	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,070	0,167	0,024	0,066	0,003	0,001	0,165	0,496	—	
	Туф сильно глинизированный	608—610, Cr_1zg	10,1	*мг-экв*	1,91	2,22	0,31	1,14	0,06	0,12	5,40	—	0,28	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,058	0,135	0,015	0,041	0,001	0,001	0,124	0,375	—	
	Туф карбонатизированный	623—629, Cr_1zg	10	*мг-экв*	0,86	1,13	0,31	3,07	0,06	0,03	5,28	—	1,54	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,026	0,069	0,015	0,109	0,001	0,0004	0,121	0,341	—	
	Туф сильно глинизированный	677—682, Cr_1zg	8,3	*мг-экв*	1,62	0,91	1,10	1,73	0,06	0,12	5,18	—	0,68	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,049	0,055	0,053	0,062	0,001	0,001	0,119	0,340	—	
	То же	705—710, Cr_1zg	8,3	*мг-экв*	1,62	1,11	1,73	1,19	0,15	0,15	5,35	—	0,44	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-} > Cl^-$
				%	0,049	0,068	0,083	0,042	0,003	0,002	0,123	0,370	—	
	Туф карбонатизированный	739—742, Cr_1zg	10,1	*мг-экв*	1,66	1,38	0,21	1,48	0,06	0,09	4,58	—	0,49	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,050	0,085	0,010	0,053	0,001	0,001	0,105	0,305	—	
	Туф пепловый	755—760, Cr_1zg	10,2	*мг-экв*	2,37	1,28	0,27	0,89	0,09	0,06	4,66	—	0,23	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,072	0,078	0,013	0,032	0,002	0,001	0,107	0,305	—	
	Туф пепловый с включением пирита	788—793, Cr_1zg	9,8	*мг-экв*	0,55	1,18	0,42	1,19	0,12	0,09	3,13	—	0,69	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,017	0,072	0,020	0,042	0,002	0,001	0,072	0,226	—	
	Туф сильно глинизированный	795—800, Cr_1zg	8,5	*мг-экв*	2,02	1,51	0,62	1,14	0,12	0,47	4,70	—	0,32	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,061	0,092	0,030	0,041	0,002	0,006	0,108	0,340	—	
	Цаган-Эльская структура													
6	Глина участками ожелезненная с небольшой примесью обломочного кварца	450—455, Cr_2	9,0	*мг-экв*	Не определялось	0,77	8,87	2,69	0,37	0,08	11,88	—	3,50	$SO_4^{2-} > Cl^- > HCO_3^-$
				%		0,047	0,426	0,095	0,007	0,001	0,274	0,850	—	
	Туф сильно глинизированный, кристаллокластический, алевритовой структуры	600—605, Cr_1dz	8,0	*мг-экв*	То же	0,51	20,28	13,62	9,43	0,63	24,35	—	26,70	$SO_4^{2-} > Cl^- > HCO_3^-$
				%		0,031	0,974	0,483	0,196	0,008	0,561	2,255	—	
	Глина темно-серая	1105—1109, Cr_1dz	8,6	*мг-экв*	0,10	1,21	0,77	1,78	0,18	0,12	3,56	—	1,36	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,003	0,074	0,037	0,063	0,003	0,001	0,082	0,263	—	

Продолжение табл. 30

№ скважин	Состав пород	Глубина, м и индекс геологического возраста пород	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3	SO_4^{2-}	Cl	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация	$\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$	Соотношение анионов
	Туф кварц-полевошпатовый, связующая масса почти не раскристаллизована	1156—1161, Cr_1dz	8,0—9,5	*мг-экв*	Не определялось	1,15	0,32	3,69	0,16	Нет	5,00	—	3,21	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$
				%		0,070	0,015	0,131	0,003		0,115	0,334	—	
	Туф сильно глинизированный	1242—1247, Cr_1zg	10,1	*мг-экв*	0,47	1,54	0,25	3,63	0,13	0,05	5,71	—	1,81	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,014	0,093	0,012	0,129	0,003	0,001	0,131	0,383	—	
	Туф пепловый, кристаллокластический, алевритовой структуры, глинизированный	1265—1270, Cr_1zg	9,1	*мг-экв*	0,30	1,66	0,48	2,67	0,15	0,12	4,84	—	1,36	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,009	0,101	0,023	0,095	0,003	0,001	0,111	0,343	—	
	Туф пепловый, глинизированный, алевритовой структуры	1295—1300, Cr_1zg	9,2	*мг-экв*	0,20	1,28	1,33	3,22	0,15	0,09	5,79	—	2,18	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,006	0,078	0,064	0,114	0,003	0,001	0,133	0,399	—	
	Туф пепловый, витрокристаллический, карбонатизированный	1312—1317, Cr_1zg	9,0	*мг-экв*	0,28	1,34	0,42	2,44	0,37	0,26	3,85	—	1,51	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,008	0,082	0,020	0,087	0,007	0,004	0,089	0,297	—	
	Туф пепловый кристаллокластический алевритовой структуры с вкрапленниками карбоната	1345—1350, Cr_1zg	9,2	*мг-экв*	0,10	0,55	3,12	5,75	0,21	0,11	9,20	—	8,85	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,003	0,033	0,150	0,204	0,004	0,001	0,212	0,607	—	
	Туф карбонатизированный, алевритовой структуры	1395—1400, Cr_1zg	9,2	*мг-экв*	0,10	1,36	0,73	2,89	0,12	0,06	4,90	—	1,98	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,003	0,083	0,035	0,103	0,002	0,001	0,113	0,340	—	
	Туф пепловый, кристаллокластический, алевритовой структуры	1451—1456, Cr_1zg	9,2	*мг-экв*	0,10	1,11	0,62	3,66	0,18	0,03	5,28	—	3,02	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,003	0,068	0,030	0,130	0,003	0,0004	0,121	0,355	—	
	Туф пепловый, кристаллокластический, алевритовой структуры, с вкрапленниками карбоната, основная масса глинизирована	1451—1456, Cr_1zg	8,1—9,8	*мг-экв*	Не определялось	1,89	0,62	4,80	0,16	Нет	7,15	—	2,54	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$
				%		0,115	0,030	0,170	0,003	»	0,164	0,482	—	
	То же	1479—1484, Cr_1zg	9,1	*мг-экв*	0,20	1,44	0,83	1,78	0,12	0,06	4,07	—	1,09	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,006	0,086	0,040	0,063	0,002	0,001	0,094	0,292	—	
	Глина темная	1570—1575, Cr_1zg	8,2—9,6	*мг-экв*	Не определялось	1,67	0,50	0,96	0,16	0,08	2,89	—	0,57	
				%		0,102	0,024	0,034	0,003	0,001	0,066	0,230	—	
	Туф глинизированный и сидеритизированный, алевритовой структуры, карбонат пелитоморфный с небольшой примесью зерен кварца	1652—1657, Cr_1zg	9,1	*мг-экв*	0,50	1,91	0,77	0,84	0,12	0,12	3,78	—	0,35	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-} > Cl$
				%	0,015	0,117	0,037	0,030	0,002	0,001	0,087	0,289	—	
	Алевролит с глинисто-железистым цементом	1719—1724, Cr_1schr	9,5	*мг-экв*	Не определялось	2,48	0,25	1,71	0,10	0,05	4,29	—	0,69	$HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%		0,151	0,012	0,061	0,002	0,001	0,099	0,326	—	
	Песчаник крупнозернистый полимиктовый с глинистым цементом и микрозернистая глинисто-кремнистая порода	1850—1855, Cr_1schr	5,1	*мг-экв*	Нет	0,10	3,14	0,22	0,95	0,53	1,98	—	2,20	$SO_4^{2-} > Cl^- > HCO_3^-$
				%		0,006	0,151	0,008	0,019	0,007	0,046	0,237	—	
10	Глина красновато-коричневая с прослоями песчаника	300—310, Cr_2	10,1	*мг-экв*	0,52	0,73	2,29	2,64	0,13	0,08	5,97	—	2,11	$SO_4^{2-} > Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-})$
				%	0,016	0,045	0,110	0,094	0,003	0,001	0,137	0,406	—	

Продолжение табл. 30

№ скважин	Состав пород	Глубина, м и индекс геологического возраста пород	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3	SO_4^{2-}	Cl	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация	$\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$	Соотношение анионов
	Переслаивание глин красновато-коричневых с зеленовато-серым песчаником	800—810, Cr_1dz	9,7	*мг-экв* %	Не определялось	1,58 0,096	1,35 0,065	7,47 0,265	0,08 0,002	0,08 0,001	10,24 0,235	— 0,664	4,73 —	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$
	Тонкое переслаивание глин темно-серых с песчаником тонкозернистым	897—905, Cr_1dz	9,8	*мг-экв* %	То же	2,56 0,156	1,49 0,072	9,82 0,348	0,13 0,0026	0,08 0,001	13,66 0,315	— 0,895	3,84 —	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$
	Переслаивание глин и песчаников	950—960, Cr_1dz	8,6	*мг-экв* %	0,10 0,003	1,88 0,115	3,12 0,150	9,79 0,347	0,16 0,003	0,13 0,002	14,60 0,336	— 0,956	4,94 —	$Cl^- > SO_4^{2-} > (HCO_3^- + CO_3^{2-})$
	Туф глинизированный	996—1003, Cr_1dz	8,8	*мг-экв* %	0,16 0,005	1,51 0,092	0,17 0,008	12,45 0,442	0,11 0,002	0,02 0,0003	14,16 0,326	— 0,875	7,46 —	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
	Туф пепловый и известковистый, песчаник	1060—1069, Cr_1dz	9,6	*мг-экв* %	0,24 0,007	2,12 0,129	2,91 0,140	9,69 0,344	0,24 0,005	Нет	14,72 0,338	— 0,963	4,11 —	$Cl^- > SO_4^{2-} > (HCO_3^- + CO_3^{2-})$
	Туф сильно глинизированный	1159—1164, Cr_1dz	7,7	*мг-экв* %	Нет »	0,76 0,046	2,50 0,120	10,51 0,373	0,19 0,003	0,08 0,001	13,50 0,310	— 0,853	13,83 —	$Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$
	Туф пепловый алевритовой структуры, глинизированный, местами пропитанный бурым веществом	1204—1209, Cr_1dz	8,3	*мг-экв* %	» »	0,50 0,031	0,98 0,047	14,35 0,509	0,24 0,005	0,24 0,003	15,35 0,353	— 0,948	28,70 —	$Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$
	Туф пепловый глинизированный	1252—1257, Cr_1dz	9,5	*мг-экв* %	»	0,71 0,043	0,62 0,030	7,92 0,281	0,24 0,005	0,12 0,001	8,89 0,204	— 0,564	11,15 —	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$
	Карбонатная порода микро- и равномернозернистая	1514—1519, Cr_1dz	9,2	*мг-экв* %	Нет	1,51 0,092	0,25 0,012	0,40 0,014	0,35 0,007	0,18 0,002	1,63 0,037	— 0,164	0,26 —	$HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Туф кристаллокластический с редкими вкраплениями карбоната	1552—1558, Cr_1dz	9,3	*мг-экв* %	0,20 0,006	1,41 0,086	0,64 0,031	1,98 0,070	0,41 0,008	0,06 0,001	3,76 0,086	— 0,288	1,23 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Туф карбонатизированный с единичными зернами кварца	1725—1729, Cr_1zg	8,8	*мг-экв* %	0,10 0,003	2,06 0,126	0,44 0,021	1,19 0,042	0,18 0,003	Нет —	3,61 0,083	— 0,278	0,55 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Туф глинизированный, основная масса не раскристаллизована	1814—1818, Cr_1zg	9	*мг-экв* %	Нет	1,81 0,111	0,63 0,030	1,19 0,042	0,24 0,005	0,24 0,003	3,15 0,072	— 0,263	0,66 —	$HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Туф глинизированный	2004—2008, Cr_1zg	8,6	*мг-экв* %	0,20 0,006	2,01 0,123	0,19 0,009	0,49 0,018	0,12 0,002	Нет	2,77 0,064	— 0,222	0,22 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Туф глинизированный, не раскристаллизованный	2073—2078, Cr_1zg	8,5	*мг-экв* %	Нет	1,91 0,117	0,35 0,017	0,40 0,014	0,47 0,009	0,30 0,004	1,89 0,043	— 0,204	0,21 —	$HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$
	Глина тонкочешуйчатая	2078—2083, Cr_1zg	9,3	*мг-экв* %	0,30 0,009	1,86 0,114	0,52 0,025	2,08 0,074	0,41 0,008	0,12 0,001	4,23 0,097	— 0,328	0,96 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Туф с редкими зернами кварца	2083—2088, Cr_1zg	9,7	*мг-экв* %	0,44 0,013	2,74 0,167	0,48 0,023	0,41 0,014	0,29 0,006	0,08 0,001	3,70 0,085	— 0,309	0,13 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-} > Cl^-$
	Туф кислый с единичными зернами кварца и карбоната	2088—2095, Cr_1zg	9,1	*мг-экв* %	0,30 0,009	1,76 0,107	0,25 0,012	0,40 0,014	0,41 0,008	0,12 0,001	2,18 0,050	— 0,201	0,19 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Пелитоморфный доломит, участками перекристаллизованный до микрозернистого	2103—2108, Cr_1zg	9,0	*мг-экв* %	0,30 0,009	2,57 0,157	0,73 0,035	0,45 0,016	0,18 0,003	Нет —	3,87 0,089	— 0,309	0,16 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-} > Cl^-$
	Туф кислый	2108—2114, Cr_1zg	9,3	*мг-экв* %	0,10 0,003	2,47 0,150	0,35 0,017	0,49 0,018	0,12 0,002	0,18 0,002	3,11 0,072	— 0,264	0,19 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$

Продолжение табл. 30

№ скважин	Состав пород	Глубина, м и индекс геологического возраста пород	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3	SO_4^{2-}	Cl	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация	$\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$	Соотношение анионов
	Туф, пропитанный битумом, обильно пигментированный черной пылью	2114—2120, Cr_1zg	9,1	*мг-экв* %	0,10 0,003	1,56 0,095	0,19 0,009	0,40 0,014	0,35 0,007	0,12 0,001	1,78 0,041	— 0,170	0,24 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Туф слабо глинизированный с мелкими вкраплениями карбоната	2120—2130, Cr_1zg	9,7	*мг-экв* %	0,31 0,009	2,03 0,124	0,62 0,030	0,43 0,015	0,26 0,005	0,18 0,002	2,95 0,068	— 0,253	0,18 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-} > Cl^-$
	Доломит пелитоморфный с редкими вкраплениями пирита	2130—2138, Cr_1zg	9,7	*мг-экв* %	0,21 0,006	2,09 0,127	0,42 0,020	0,51 0,018	0,32 0,006	0,11 0,001	2,80 0,064	— 0,242	0,22 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-} > Cl^-$
	Туф, пигментированный пелитоморфным карбонатом	2142—2144, Cr_1zg	8,6	*мг-экв* %	0,40 0,012	1,51 0,092	0,33 0,016	0,10 0,004	0,06 0,001	Нет —	2,28 0,052	— 0,177	0,05 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-} > Cl^-$
	Туф пепловый с большим количеством вкрапленников карбоната, связующая масса сильно глинизирована	2194—2198, Cr_1zg	9,0	*мг-экв* %	0,20 0,006	1,61 0,098	0,38 0,018	0,30 0,011	0,30 0,006	0,06 0,001	2,13 0,049	— 0,189	0,17 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-} > Cl^-$
	Туф кислый с мелкими вкраплениями карбоната, основная масса слабо глинизирована	2249—2252, Cr_1zg	8,6	*мг-экв* %	0,30 0,009	1,96 0,120	0,44 0,021	0,15 0,006	0,06 0,001	0,12 0,001	2,67 0,061	— 0,219	0,07 —	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-} > Cl^-$
	Туф не раскристаллизованный, по трещинам наблюдаются выделения ожелезненного карбоната	2400—2405, Cr_1zg	8,5	*мг-экв* %	Нет	1,81 0,111	0,10 0,005	0,20 0,007	0,12 0,002	0,12 0,001	1,87 0,043	— 0,169	0,11 —	$HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$
	Баян-Монгольская структура													
3	Песчаник алевритистый с ожелезненным глинистым цементом	200—210, Cr_2	8,0—9,2	*мг-экв* %	Не определялось	1,03 0,062	0,79 0,038	1,79 0,064	0,08 0,002	0,03 0,001	3,50 0,081	— 0,248	1,74 —	—
	Туф, почти целиком замещенный пелитоморфным карбонатом и туфоглинизированный	400—410, Cr_1dz	9,3	*мг-экв* %	0,35 0,010	1,26 0,077	2,71 0,130	2,23 0,079	0,12 0,002	0,06 0,001	6,37 0,146	— 0,445	1,39 —	$SO_4^{2-} > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^-$
	Тонкое переслаивание серых глин с зеленовато-серыми песчаниками	501—505, Cr_1dz	8,7	*мг-экв* %	0,50 0,015	1,26 0,077	1,00 0,048	5,00 0,177	0,24 0,005	0,09 0,001	7,43 0,171	— 0,494	2,84 —	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
	Туф интенсивно глинизированный	650—660, Cr_1dz	8,2—9,0	*мг-экв* %	Не определялось	1,45 0,089	1,76 0,085	2,99 0,106	0,16 0,003	0,05 0,001	5,99 0,137	— 0,421	2,06 —	—
	Туф, почти целиком замещенный пелитоморфным карбонатом	750—760, Cr_1dz	9,1	*мг-экв* %	0,25 0,007	1,38 0,084	0,40 0,019	5,15 0,182	0,20 0,004	0,06 0,001	6,92 0,159	— 0,456	3,16 —	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
4	Алевролит полевошпатово-кварцевый с ожелезненным глинистым цементом	198—200, Cr_2	9,1	*мг-экв* %	0,10 0,003	0,94 0,057	2,08 0,100	2,06 0,073	0,13 0,003	0,05 0,001	5,00 0,115	— 0,352	1,98 —	$SO_4^{2-} > Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-})$
	Алевролит полимиктовый с сильно ожелезненным глинистым цементом	289—296, Cr_2	9,5	*мг-экв* %	0,16 0,005	0,70 0,042	1,87 0,090	2,32 0,082	0,11 0,002	0,11 0,001	4,83 0,112	— 0,334	2,70 —	$SO_4^{2-} > Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-})$
	Туф известковистый с единичными зернами кварца, обильно пигментированный микрозернистым карбонатом	376—382, Cr_1dz	8,9	*мг-экв* %	0,29 0,009	1,93 0,118	8,75 0,420	6,43 0,228	0,26 0,005	0,19 0,002	16,95 0,389	— 1,171	2,90 —	$SO_4^{2-} > Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-})$

Продолжение табл. 30

№ скважин	Состав пород	Глубина, м и индекс геологического возраста пород	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3	SO_4^{2-}	Cl	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация	$\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$	Соотношение анионов
	Глина слабо песчанистая, плотная	504—507, Cr_1dz	8,6	*мг-экв*	0,35	0,98	0,69	5,00	0,12	0,06	6,84	—	3,76	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,010	0,060	0,033	0,177	0,002	0,001	0,157	0,440	—	
	Туфоглина	553—562, Cr_1dz	8,7	*мг-экв*	0,05	0,91	0,73	5,49	0,20	0,06	6,92	—	5,72	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,002	0,055	0,035	0,195	0,004	0,001	0,159	0,451	—	
	То же	600—607, Cr_1dz	8,8	*мг-экв*	0,18	0,83	1,04	4,18	0,21	0,03	5,99	—	4,14	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,005	0,051	0,050	0,148	0,004	0,0004	0,138	0,396	—	
	»	699—704, Cr_1dz	10	*мг-экв*	0,96	1,03	0,44	2,33	0,09	0,06	4,61	—	1,17	$(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%	0,029	0,063	0,021	0,083	0,002	0,001	0,106	0,305	—	
	Глина плотная	740—745, Cr_1dz	8,5	*мг-экв*	0,25	1,28	0,71	4,35	0,12	0,03	6,44	—	2,84	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,007	0,078	0,034	0,154	0,002	0,0004	0,148	0,423	—	
	Туф карбонатизированный (на 60% замещен пелитоморфным карбонатом)	809—815, Cr_1dz	9,2	*мг-экв*	0,21	1,38	1,87	3,54	0,21	0,05	6,74	—	2,23	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,006	0,084	0,090	0,126	0,004	0,0006	0,155	0,465	—	
	Туф кислый алевритовой структуры, слегка клинизированный с редкими вкраплениями карбоната	847—852, Cr_1dz	9,2	*мг-экв*	0,15	1,26	0.64	5,24	0,09	0,06	7,14	—	3,72	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,004	0,077	0,031	0,186	0,002	0,001	0,164	0,465	—	
	Туф кислый кристаллокластический с многочисленными мелкими вкрапленниками сидерита, основная масса глинизирована	906—913, Cr_1dz	9,7	*мг-экв*	0,78	0,91	1,25	3,57	0,69	0,79	5,03	—	2,11	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,023	0,056	0,060	0,127	0,014	0,005	0,115	0,400	—	
5	Плотная белая порода, по внешнему облику напоминает ангидрит	300—308, Cr_1dz	7,6	*мг-экв*	Нет	0,38	0,73	8,16	0,30	0,26	8,71	—	21,47	$Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$
				%		0,023	0,035	0,290	0,006	0,003	0,200	0,557	—	
	Кварцево-серицитовый сланец	400—401, Pz	9,8	*мг-экв*	»	0,50	0,33	2,62	0,26	0,12	3,07	—	5,24	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$
				%		0,031	0,016	0,093	0,005	0,001	0,071	0,217	—	
6	Глина красновато-коричневая песчанистая	247—260, Cr_2	9,0	*мг-экв*	Нет	0,81	0,67	0,35	0,18	0,06	1,59	—	0,43	$HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$
				%		0,049	0,032	0,013	0,003	0,001	0,037	0,135	—	
	Глина с включением песчаников	357—361, Cr_2	9,3	*мг-экв*	»	1,51	0,90	0,89	0,12	0,12	3,06	—	0,59	$HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$
				%		0,092	0,043	0,032	0,002	0,001	0,070	0,240	—	
	Глина песчанистая с неровным изломом	450—458, Cr_1dz	9,9	*мг-экв*	1,00	1,21	1,98	7,22	0,12	0,24	11,05	—	3,27	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,031	0,074	0,095	0,256	0,002	0,003	0,254	0,715	—	
	Песчаник с включением углистого материала	609—613, Cr_1dz	8,3	*мг-экв*	0,03	1,46	1,25	11,73	0,24	0,13	14,1	—	7,87	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,001	0,089	0,060	0,416	0,004	0,002	0,324	0,896	—	
	Глина с растительными остатками	750—759, Cr_1dz	8,2	*мг-экв*	0,21	2,76	2,50	8,21	0,26	0,05	13,37	—	2,76	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,006	0,168	0,120	0,291	0,005	0,001	0,307	0,898	—	
	Песчаник, чередующийся с глинами	795—806, Cr_1dz	9,2	*мг-экв*	0,10	0,96	1,10	10,49	0,24	0.12	12,29	—	9,90	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,003	0,058	0,053	0,373	0,005	0,001	0,283	0,776	—	

Продолжение табл. 30

№ скважин	Состав пород	Глубина, м и индекс геологического возраста пород	pH	Форма выражения анализа	CO_3^{2-}	HCO_3	SO_4^{2-}	Cl	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Минерализация	$\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$	Соотношение анионов
	Глина	850—855, Cr_1dz	9,8	*мг-экв*	0,91	0,55	0,79	7,47	0,18	0,09	9,45	—	5,12	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,028	0,034	0,038	0,265	0,003	0,001	0,218	0,587	—	
	Глина с туфогенным материалом	901—904, Cr_1dz	8,1—9,7	*мг-экв*	Не определялось	1,62	0,91	6,26	0,08	0,05	8,66	—	3,86	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$
				%		0,099	0,044	0,222	0,002	0,001	0,201	0,569	—	
	Глина, переходящая в песчаник	950—952, Cr_1dz	8,4	*мг-экв*	Нет	0,76	0,92	9,70	0,24	0,09	11,05	—	12,76	$Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$
				%		0,046	0,044	0,344	0,005	0,001	0,254	0,694	—	
	Глина, обогащенная песчанистым материалом	1004—1009, Cr_1dz	9,9	*мг-экв*	0,21	0,94	1,46	6,72	0,13	0,11	9,09	—	5,84	$Cl^- > SO_4^{2-} > (HCO_3^- + CO_3^{2-})$
				%	0,006	0,057	0,070	0,239	0,003	0,001	0,209	0,585	—	
		1008—1009, Cr_1dz	9,3	*мг-экв*	0,35	0,75	0,92	5,39	0,15	0,12	7,14	—	4,90	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,010	0,046	0,044	0,191	0,003	0,001	0,164	0,459	—	
	Песчаник	1051—1056, Cr_1dz	9,3	*мг-экв*	Нет	0,45	0,52	0,40	0,20	0,15	1,02	—	0,89	$HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$
				%		0,027	0,025	0,014	0,004	0,002	0,023	0,095	—	
	Глина	1101—1104, Cr_1dz	9,3	*мг-экв*	0,55	1,58	1,67	6,04	0,18	0,15	9,51	—	2,84	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,017	0,096	0,080	0,214	0,003	0,002	0,219	0,631	—	
	»	1150—1153, Cr_1dz	9,5	*мг-экв*	Нет	2,12	1,62	2,97	0,35	0,12	6,24	—	1,40	$HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$
				%		0,129	0,078	0,105	0,007	0,001	0,143	0,463	—	
	»	1235—1237, Cr_1dz	9,0	*мг-экв*	0,15	1,42	1,25	4,84	0,05	0,19	7,42	—	3,08	$Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$
				%	0,004	0,087	0,060	0,172	0,001	0,002	0,171	0,497	—	

Соотношение, когда $Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$, прослеживается до интервала 1237—1243 *м*, т. е. до верхней части цаганцабской свиты. Ниже указанной глубины преобладают устойчивые соотношения, при которых $(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$.

На Дзун-Баинской площади была опробована скв. 2-оц глубиною около 820 *м*. Скважина прошла темно-серую подсвиту и битуминозную пачку дзунбаинской свиты, продолжавшуюся до глубины 540 *м*. Ниже залегают отложения цаганцабской свиты, вскрытые, по-видимому, лишь в верхней части. Редкие анализы водных вытяжек из темно-серой подсвиты показывают наибольшую засоленность ее отложений, представленных главным образом переслоенными глинами, глинизированными туфами, алевролитами. Действительно, отношение $\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$ для пород свиты колеблется от 1,06 до 4,01, в большинстве анализов выдерживается соотношение анионов, при котором $Cl^- > (HCO_3^- + CO_3^{2-}) > SO_4^{2-}$.

Породы битуминозной пачки по сравнению с отложениями темно-серой подсвиты засолены слабее. Для них отношение $\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$ колеблется от 0,84 до 1,57, а соотношение между анионами в большинстве своем соответствует порядку, при котором содержание $(HCO_3^- + CO_3^{2-}) > Cl^- > SO_4^{2-}$. Отложения цаганцабской свиты засолонены еще слабее Для них отношение $\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$ лишь в одном случае достигает 1,54, а в большинстве своем оно значительно меньше 1.

На Цаганцабской площади опробованы две скважины — скв. 6 и 10. Первая скважина прошла полный разрез меловых отложений. До глубины 480 *м* он представлен верхнемеловыми глинами с редкими прослоями песчаников. Далее до 580 *м* залегают отложения зеленовато-серой подсвиты, в которой преобладают песчаники, глин значительно меньше. Темно-серая подсвита продолжается с глубины 580 *м* до 1160 *м*. По составу она довольно однородна — представлена в основном глинами и сильно глинизированными туфами. Битуминозная пачка мощностью около 80 *м* состоит из переслоенных глин и песчаников. Отложения цаганцабской свиты в разрезе скважины продолжаются с глубины 1240 до 1660 *м*, т. е. имеют мощность 420 *м*. Основной фон разреза этих отложений составляют туфогенные глинизированные породы, глины, редко песчаники. С глубины 1660 *м* до 1860 *м* вскрыты отложения шарилинской свиты, представленные главным образом конгломератами с редкими прослоями песчаников и алевролитов. На глубине 1860 *м* залегают отложения метаморфического палеозоя.

Отложения зеленовато-серой подсвиты и битуминозной пачки дзунбаинской свиты совсем не опробовались, остальная часть разреза опробована слабо. Так, например, из верхнемеловых отложений сделана лишь одна водная вытяжка из глин с глубины 450—455 *м*. Результаты ее анализа подтверждают довольно высокую засоленность пород и своеобразный состав солей, среди которых преобладают хлористый натрий и сульфат-натрия, карбонатных солей значительно меньше. Аналогичный по составу, но еще более сильный характер засоленности наблюдается в породах верхней части разреза темно-серой подсвиты. Отношение $\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$ для этих пород достигает 26,7, т. е. оно довольно высокое. В основании темно-серой подсвиты породы менее засолонены, отношение $\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$ для этой части разреза падает до 3,21, а соотношение анионов меняется то в сторону

преобладания ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} над всеми остальными, то в сторону преобладания хлор-иона; сульфат-ион всегда находится на последнем месте.

Отношение между ионом хлора и карбонатными ионами, близкое к отношению их в нижней части темно-серой подсвиты, сохраняется до средней части цаганцабской свиты, где оно поднимается до 8,85, что свидетельствует о некотором повышении солеиосности бассейна осадконакопления в то время цаганцабского века. До этой глубины почти всюду выдерживается и соотношение между анионами, при котором на первом месте стоит хлор-ион, на втором карбонатные ионы и на третьем — сульфат-ион. Примерно с середины цаганцабского века соленость пород резко падает и в соотношении анионов наступают новые изменения, заключающиеся в переходе на первое место карбонатных ионов и на второе хлор-иона.

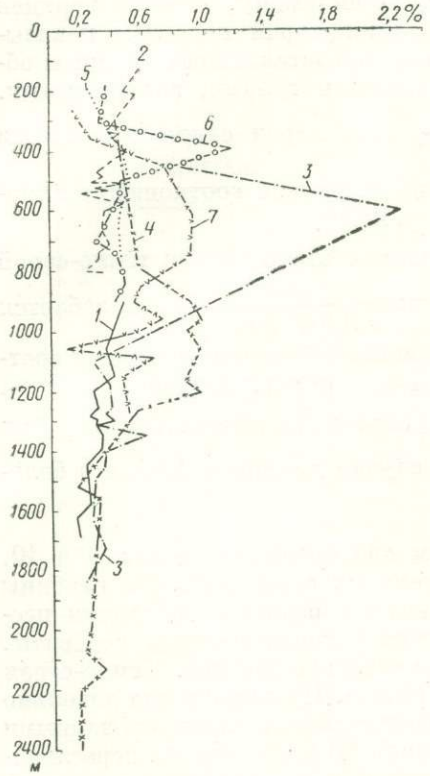


Рис. 11. Изменение минерализации водных вытяжек из меловых отложений Восточно-Гобийской депрессии в зависимости от глубины залегания пород.

1 — скв. 1 Ухинской структуры; *2* — скв. 2-оп Дзун-Баинской структуры; *3* — скв. 6; *4* — скв. 10 Цаганэльской структуры; *5* — скв. 3; *6* — скв. 4; *7* — скв. 6 Баян-Монгольской структуры.

В ширилинском веке лишь в самом начале осадконакопление происходило в бассейне, характеризовавшемся повышенной соленостью и хлоридно-сульфатным натриевым составом.

В скв. 10, расположенной в северной части Цаган-Эльской площади, опробована темно-серая подсвита дзунбаинской свиты и цаганцабская свита. У отложений темно-серой подсвиты довольно высокое отношение $\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$, на некоторых интервалах достигающее почти 29. С низов темно-серой подсвиты общая минерализация водных вытяжек уменьшается довольно резко, вместе с ней падает и отношение хлор-иона к сумме карбонатных ионов, из анионов преобладает карбонат-ион, на втором месте находится хлор-ион и на третьем сульфатный ион. Только с низов цаганцабской свиты сульфат-ион занимает среднее положение и соотношение анионов становится характерным для бассейнов континентального осадконакопления.

Примерно такое же распределение минерализации водных вытяжек и соотношение между анионами наблюдается в скважинах, пройденных на Баян-Монгольской площади.

По результатам анализов водных-вытяжек из меловых отложений Восточно-Гобийской депрессии построен график (рис. 11), на котором по оси ординат отложена глубина залегания пород в метрах, а по оси абсцисс, соответствующая ей минерализация в процентах. Рассмотрев этот график и табл. 30, можно сделать ряд общих интересных выводов.

Вполне отчетливо наблюдается закономерность уменьшения минерализации водных вытяжек по мере углубления скважин, что свидетельствует, по-видимому, о пресном характере нижнемеловых бассейнов осадконакопления в начале их существования и о некотором повышении солености вод к концу их существования. Особенно хорошо постепенность осолонения

нижнемелового бассейна прослеживается в пределах Ухинской площади. Однако при более детальном рассмотрении графика ясно, что осолонение было неодновременным как в плане, так и по глубине в пределах Восточно-Гобийской депрессии. Объясняется это скорее всего происходившими в то время колебательными движениями на одних участках более значительными, на других слабыми, в результате которых первые обмелялись, осолонялись или выходили из-под уровня бассейнов, а вторые все еще покрывались водой; бассейны на указанных участках были достаточно глубокими.

Общей особенностью нижнемеловых бассейнов осадконакопления является их щелочной состав. Это были большие континентальные бассейны преимущественно гидрокарбонатно-хлоридного натриевого, хлоридно-гидрокарбонатного натриевого или хлоридно-сульфатного натриевого состава, в которых соли щелочноземельных металлов имели подчиненное значение.

Важное значение для установления закономерностей формирования химического состава артезианских вод имеет определение степени солености воды нижнемеловых бассейнов осадконакопления.

И. А. Юркевич [234] отмечает, что в пресных водах рек, минерализация которых не превышает 1 *г/л*, отношение $\frac{r\,Cl^-}{r\,HCO_3^- + r\,CO_3^{2-}}$, или коэффициент солености (K_s) обычно не превышает 0,2; при пересечении реками солончаковых пространств K_s может повыситься до 0,5—1. В водах озер с минерализацией до 1 *г/л* K_s не превышает 0,3, в слабо солоноватых озерах он достигает 5,2—11,2, в сильно минерализованных характеризуется очень высокими значениями.

В табл. 31 показано изменение коэффициента солености некоторых природных бассейнов в зависимости от содержания в них солей (по И. А. Юркевичу).

Таблица 31

Зависимость коэффициента солености от содержания солей в бассейнах

Название бассейна	Содержание солей, *г/л*	K_s
Мировой океан	35	305
Черное море	17,5	102
Каспийское море	12,9	45,8
Аральское море	10,2	15,1
Оз. Балхаш	5,2	2,1
Оз. Чудское	0,16	0,08

Сравнивая коэффициенты солености, полученные нами для грунтовых растворов нижнемеловых отложений, с коэффициентами солености, указанными в табл. 31, можно сделать вывод, что начальная соленость нижнемеловых бассейнов Восточно-Гобийской депрессии в среднем соответствовала современной солености оз. Балхаш, временами поднималась несколько выше, но иногда опускалась до солености воды Чудского озера. Лишь для верхней части разреза нижнемеловых отложений наблюдаются довольно высокие значения коэффициентов солености. Так, например, для Ухинской площади этот коэффициент составляет 5,35, для Цаган-Эльской — 26,7 (скв. 6) и 28,7 (скв. 10), а для Баян-Монгольской — 21,47. Учитывая, что эти значения, как мы отмечали выше, занижены в 1,5—3 раза, можно предположить, что соленость нижнемеловых бассейнов, главным образом на конечных этапах их существования, была более высокой и приближалась, по-видимому, к солености воды современных Аральского или Каспийского морей, а местами, возможно, превышала ее.

Широкое развитие нижнемеловых отложений на территории Центральной Азии, их примерно одинаковый литологический состав, а также наличие многочисленных современных сульфатно-содовых и сульфатно-хлоридно-натриевых озер в области их распространения — все это позволяет говорить об общности солевого состава нижнемеловых бассейнов осадконакопления на всей обширной территории, кроме, возможно, северной части ее, рельеф

которой в то время был, по-видимому, более расчлененным, а климат более влажным. Поэтому минерализация нижнемеловых бассейнов осадконакопления здесь не достигала тех значений, каких она достигала в бассейнах Южной Монголии, и нижнемеловые породы названных бассейнов характеризуются меньшей засоленностью.

Между верхним и нижним мелом происходили небольшие тектонические движения. Территория Монголии испытывала в то время общее эпейрогеническое поднятие, но климат был, по-видимому, достаточно жарким и сухим. В верхнемеловое время южная часть Монголии испытывала общее опускание, и на ее территории снова возникали озерные системы. Характер отложений указывает, что условия верхнемелового осадконакопления были близки к условиям, существовавшим в нижнем мелу. В верхнемеловых отложениях также встречаются прослои мергелей, доломитов, известняков, гипсов и загипсованных горизонтов песчаников, глин и глинистых сланцев. При редких анализах водных вытяжек, сделанных из этих пород, получен K_s от 0,43 до 3,5, что также позволяет сравнивать соленость этих бассейнов с соленостью современных вод оз. Балхаш.

Новые тектонические движения на территории Монголии происходили между меловым и третичным периодами. В результате этих движений она снова испытывала некоторое, по-видимому, незначительное поднятие. Озерные условия осадконакопления исчезли.

Этот перерыв в осадконакоплении был непродолжителен. Уже в самом начале третичного периода территория Монголии и смежные с ней области Забайкалья, Тувы и Китая снова испытывают эпейрогеническое опускание и вновь покрываются густой сетью озер вначале пресных, а к концу своего существования осолонившихся (см. табл. 23).

Характер третичных осадков и распределение фациально-литологических разностей пород в плане и в вертикальном разрезе указывают на то, что и в этот период условия осадконакопления мало отличались от таковых в меловой период. Поскольку в третичных отложениях отсутствуют значительные скопления растительных остатков, а породы красного цвета содержат кальцитовые стяжения и гипсовые включения, можно высказать предположение о периодически наступавшей сухости климата, вызывавшей, по-видимому, соответствующие изменения в минерализации и составе воды бассейнов осадконакопления.

Мезо-кайнозойское время на территории Монголии характеризуется также широким развитием дизъюнктивных дислокаций. Образовавшиеся в эту эпоху многочисленные зоны разлома служили путями для поднимающейся из глубоких горизонтов земной коры расплавленной магмы. Магма изливалась на поверхность иногда спокойно в водных условиях или на суше. Она заполняла прежде всего неровности рельефа, чем в значительной мере и объясняется неодинаковая мощность лавовых образований, наблюдающаяся в юрских и нижнемеловых разрезах различных районов Монголии. Однако обилие большого количества крупнообломочного и туфогенного материала, перемежающегося с лавовыми потоками, свидетельствует о том, что наряду с трещинными излияниями на территории Монголии широко проявились извержения центрального типа. Вулканические аппараты были приурочены к тектоническим трещинам и имели линейное расположение. Извержения из одного аппарата происходили, по-видимому, в течение длительного времени. Они сопровождались огромным подземным гулом, образованием вулканических конусов с кратером на вершине и выбросом из них огромных количеств бомб, ляпиллей и пепла, а также различных газообразных и жидких продуктов, отравлявших атмосферу и уничтожавших все живое на Земле. Громадные количества пепла ветром разносились на многие десятки и сотни километров от места выброса, конденсировали на своей поверхности пары воды, содержащиеся в воздухе, и вместе с атмосферными осадками — ливнями, сопровождавшимися грозой, возвращались на

Землю. Особенно интенсивными указанные процессы были в верхнеюрское и цаганцабское время. Так, например, мощность эффузивных пород в цаганцабе Нилгинской котловины достигает более 500 *м*, колоссально развиты в отложениях этого века туфогенные образования.

Изучение газообразных и жидких продуктов извержений современных вулканов показало, что в их составе присутствует до 90% воды, H_2S, SO_2, CO, H_2, O_2, N_2, Ar_2, NH_3, HF, HCl, NH_4Cl, Na, K, Fe, Al, Ca, Mg, Cu, Ag, As, Sb, Hg, Sr, Ba, Pb, Li, CO, Ni, N, Cr, Sc, Fe, Bi, Mo, Lr, Hf, Cd, Br, J и др. [10, 12, 33, 126, 179]. Можно предположить, что такой состав газообразных и жидких продуктов не изменился и был характерен для вулканических извержений прошлых геологических эпох.

Активная тектоническая и связанная с ней вулканическая деятельность в мезозое и кайнозое сопровождалась также образованием многочисленных минеральных, преимущественно термальных источников, некоторые из них, по-видимому, сохранились до наших дней. Эти источники выходили на поверхность земли как на суше, так и под водой, питая многочисленные озера того времени [1]. Для подтверждения высказанного предположения сошлемся на результаты анализов воды четырех термальных источников (табл. 32).

Таблица 32

Состав воды термальных источников

№ п/п	Название источника	Формула воды
1	Иуругин-Халун-Аршан . . .	$M_{0,3}\frac{CO^3_{39}SO^4_{27}Cl_{16}HCO^3_{10}SiO^3_7}{Na_{93}Ca_4K_3}$
2	Хучжиртэ (1927 г.)	$M_{0,3}\frac{CO^3_{72}SO^4_{19}Cl_9}{Na_{92}Ca_3K_2}$
3	Хучжиртэ (1944 г.)	$M_{0,3}\frac{CO^3_{45}HCO^3_{22}SO^4_{19}Cl_{13}}{(Na+K)_{95}Ca_3Mg_1}$
4	Эмту-Халун-Усу-Аршан . . .	$M_{0,4}\frac{CO^3_{78}SO^4_{10}Cl_{10}SiO^3_2}{Na_{96}K_2Ca_1}$
5	Хурмэтуин-Халун-Усу-Аршан	$M_{0,3}\frac{CO^3_{70}SO^4_{23}Cl_6}{Na_{95}Ca_2K_1}$

Первый источник выходит из серых биотитовых гранитов, источники Хучжиртэ выходят также из гранитов, но из зоны тектонического нарушения, источник Эмту-Халун-Усу-Аршан приурочен к зоне тектонического нарушения в грауваковых отложениях палеозоя и, наконец, Хурмэтуин-Халун-Усу-Аршан приурочен к контакту гранитов с мелкозернистыми песчаниками и сланцами палеозоя. Несмотря на разнообразие геологической обстановки места выхода источников, все они характеризуются примерно одинаковым химическим составом, весьма напоминающим возможный состав нижнемеловых озерных бассейнов.

О формировании химического состава артезианских вод

Выраженные в современном рельефе Монголии многочисленные впадины и котловины, заполненные мезо-кайнозойскими отложениями, совершенно обоснованно рассматриваются всеми исследователями как небольшие

[1] Среди озер наряду с кислыми (сернокислыми и солянокислыми) источниками были широко распространены минеральные щелочные источники, оказавшие существенное влияние на формирование химического состава озерных водоемов.

артезианские бассейны, характеризующиеся отсутствием выдержанных на значительных территориях водоносных горизонтов и повышенной минерализацией приуроченных к ним подземных вод.

В распределении минерализации и химического состава подземных вод наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность.

Горизонтальная зональность заключается в том, что в периферических частях артезианских бассейнов, характеризующихся интенсивным движением подземных вод и близким расположением областей питания, формируются, как правило, пресные или слабо солоноватые подземные воды сульфатно-гидрокарбонатного или гидрокарбонатно-сульфатного щелочноземельного и натриево-щелочноземельного состава. Зона указанного типа артезианских вод имеет небольшие размеры и по направлению к центральным частям бассейнов сменяется зоной хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных кальциево-натриевых вод, а затем хлоридно-натриевыми и хлоридными кальциево-натриевыми водами, характерными уже для зоны замедленного движения подземных вод. Эта общая закономерность характерна главным образом для глубоких частей артезианских бассейнов. Для их верхних водоносных горизонтов, расположенных выше местных базисов эрозии и испытывающих на себе воздействие физико-географических условий внешней среды, наблюдаются отклонения от общей закономерности — выпадение из гидрохимического разреза зон природных вод, формирующихся в обстановке затрудненного движения подземных вод.

Общей закономерностью почти всех межгорных артезианских бассейнов является увеличение минерализации подземных вод с глубиной при одновременном изменении их состава от сульфатно-гидрокарбонатного натриево-щелочноземельного в верхних частях бассейнов, через ряд промежуточных зон, до хлоридного кальциево-натриевого и хлоридного магниево-кальциево-натриевого в нижних. Мощность отдельных гидрохимических зон определяется главным образом размерами артезианских бассейнов и положением местных базисов эрозии, несомненно, влияющих на формирование состава и минерализации вод в верхних водоносных горизонтах бассейнов. Второй особенностью межгорных артезианских бассейнов является отсутствие связи между литологическим составом пород и минерализацией и химическим составом формирующихся в них подземных вод на глубинах обычно ниже местных базисов эрозии.

Эти закономерности распределения минерализации и химического состава артезианских вод характерны, как известно, не только для межгорных артезианских бассейнов описываемой территории, но и для многих платформенных артезианских бассейнов.

Причины указанной вертикальной зональности и подобного распределения минерализации артезианских вод с глубиной еще недостаточно ясны и для объяснения их в настоящее время выдвинуто много гипотез. Мы дадим краткий обзор лишь некоторых из них.

Одной из наиболее распространенных гипотез формирования высокоминерализованных подземных вод и рассолов в глубоких горизонтах земной коры является гипотеза погребенных седиментационных или, как часто называют ее, реликтовых вод. Согласно этой гипотезе под погребенными водами понимаются воды морских или озерных бассейнов, насыщавшие осадки в процессе их отложения, а затем захороненные вместе с ними на длительное геологическое время водоупорными породами последующих геологических эпох.

Многочисленные сторонники данной гипотезы полагают, что высокоминерализованные воды этих древних морей и озер и представляют собой те часто очень высококонцентрированные подземные воды и рассолы, которые наблюдаются в глубоких горизонтах земной коры.

Если принять за первоначальный состав воды древних морей тот, что имеют современные моря и океаны, хотя в действительности это, вероятнее

всего, не так, слабым местом гипотезы является невозможность объяснить причины образования подземных вод с минерализацией 200—500 *г/л* при максимальном содержании солей в морской воде 35 *г/л* [1]. Данная гипотеза не раскрывает также механизма смены первоначального химического состава морской воды тем, который наблюдается в глубоких горизонтах подземных вод; при помощи указанной гипотезы нельзя объяснить наблюдающуюся вертикальную химическую зональность этих вод, однотипность их состава на больших территориях, по-видимому, при весьма разнообразном первоначальном составе вод древних морей и озер.

Причины высокой минерализации глубоких подземных вод многие исследователи склонны объяснять метаморфизацией начально захороненных в осадках нормальных морских вод. Согласно А. Н. Бунееву [19], предложившему гипотезу метаморфизации морских вод, захороненных в осадках мелководных бассейнов, при широких трансгрессиях морей происходит коллоидно-химический процесс обменной адсорбции катионов натрия (элемент моря) на кальций (элемент суши) по реакции $2NaCl + Ca$ (адсорбц.) $\rightleftarrows$ $\rightleftarrows CaCl_2 + 2Na$ (адсорбц.). В результате этой реакции появляются хлоркальциевые воды с отношением $Na/Cl < 0{,}85$, уходящие с осадками прогибающегося дна моря. При отступании морей катионы кальция сменяются натрием, в результате чего образуются сульфатно-натриевые и содовые воды. Этот процесс совершается по следующей реакции:

$$CaSO_4 + Na_2 \text{ (адсорбц.)} \rightleftarrows Na_2SO_4 + Ca \text{ (адсорбц.)};$$

$$Ca(HCO_3)_2 + Na_2 \text{ (адсорбц.)} \rightleftarrows 2NaHCO_3 + Ca \text{ (адсорбц.)}$$

Хотя эти процессы, как показали многочисленные экспериментальные исследования, действительно существуют в природе, однако данная гипотеза не объясняет механизма образования высококонцентрированных глубоких подземных вод, так как обмен солевых компонентов между породой и раствором происходит в эквивалентных количествах согласно закону действующих масс и быстро. Обменные реакции совершаются в основном на поверхности мелких частиц диаметром не более 0,005 *мм*. Таким образом, при помощи этой гипотезы нельзя объяснить наличие высокоминерализованных хлоридно-натриево-кальциевых подземных вод в плотных массивных породах типа известняков, доломитов, метаморфических сланцев, песчаников и гранитов.

Р. В. Миллс и Р. Г. Уэллс [240] высказали предположение, что в формировании высокоминерализованных подземных вод решающее значение имеют процессы подземного испарения. М. Е. Альтовский посвятил развитию указанной идеи несколько работ [2, 3, 4]. Согласно взглядам этого исследователя, в условиях термического режима земной коры из растворов теряется часть воды, увеличивается концентрация подземных вод и в соответствии с растворимостью солей изменяются типы вод вдоль падения водоносных слоев. М. Е. Альтовский большую роль в формировании подземных вод отводит и биохимическим процессам, обогащающим воду углекислотой, сероводородом и другими компонентами.

К. В. Филатов [219] для объяснения причин вертикальной химической зональности подземных вод платформенных депрессий предложил гипотезу гравитационной дифференциации ионов. Он пишет, что скорости передвижения компонентов раствора сверху вниз и снизу вверх по котловине будут неодинаковы для одного и того же иона. Движение снизу вверх будет происходить медленнее, чем сверху вниз, так как вес иона, как бы он ни был мал, вследствие силы тяготения будет замедлять движение его вверх, и тем сильнее, чем больше ионная плотность (удельный вес) иона. Согласно

[1] Автор упустил из виду, что воды морских лагун в аридных условиях могут иметь весьма высокую концентрацию солей. Сторонникам погребенных вод нет необходимости говорить о воде только обычной морской солености (*прим. ред. — Н. Т.*).

мнению К. В. Филатова, по ионным плотностям анионы и катионы располагаются в следующем порядке:

$$HCO_3 < SO_4 < Cl < Br < J, \quad K < Na < Ca < Mg < Fe < Si.$$

Такой порядок размещения ионных плотностей основных анионов, по мнению К. В. Филатова, полностью соответствует наблюдающейся в платформенных депрессиях химической зональности в глубоких водоносных горизонтах.

О. Я. Самойлов и Д. С. Соколов [176, 177], рассматривая гипотезу К. В. Филатова, отмечают, что полученное им соответствие распределения ионов в различных вертикальных зонах со значениями величины, названной «ионной плотностью», связано с использованием устаревших значений радиусов ионов HCO_3^- и SO_4^{2-}. Поэтому совпадение распределения анионов по вертикали случайно и сама гипотеза теряет свое значение.

О. Я. Самойлов и Д. С. Соколов [176] объясняют вертикальную химическую зональность подземных вод процессами гидратации, происходящими в водных растворах в условиях медленного движения вод из верхних горизонтов литосферы в глубокие артезианские пласты, где наблюдается большое гидростатическое давление. Сущность процессов гидратации при наличии теплового движения молекул и ионов в водных растворах заключается в следующем. Увеличение давления с глубиной вызывает дополнительные потоки частиц раствора, накладывающееся на общее движение артезианских вод. Дополнительный поток ионов направлен вниз, а поток молекул воды, не входящих в ближайшее окружение ионов, вверх. Этой разностью направлений движения ионов и молекул воды авторы объясняют возрастание минерализации с глубиной.

По величине дополнительных скоростей нисходящего движения анионы в артезианских водах, по данным О. Я. Самойлова и Д. С. Соколова, располагаются в следующий ряд: $HCO_3^- < SO_4^{2-} < Cl^- < Br^- < J^-$, чем объясняется вторая общая черта вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод — закономерная смена с глубиной гидрокарбонатных вод сульфатными, а затем хлоридными, с обогащением Br^- и J^-. Эта гипотеза не объясняет наблюдающуюся в природе зональность по катионам, а лишь предположительно намечает «тенденцию распределения» их по вертикали, выражающуюся следующим рядом: $Mg^{2+} > Ca^{2+} > Na^+ > Sr^{2+} > Ba^{2+} > K^+$.

И. К. Зайцев [52], основываясь на сходстве химического состава современных рассолов и солей бессточных впадин и лагун с глубокими подземными водами, пришел к выводу, что последние связаны с процессами лагунного и континентального засоления, происходившими в прошлые геологические эпохи, аналогично тому, как они происходят сейчас в условиях аридного климата земного шара. Он пришел к выводу, что ископаемые соли и погребенные вместе с ними маточные рассолы послужили исходным материалом также для формирования подземных рассолов. Хлориды кальция, по его мнению, не только выщелачиваются из солесодержащих пород, но и образуются в этих растворах в результате катионного обмена между натрием рассола и кальцием породы. Положения данной гипотезы применимы для районов развития галогенных отложений. Однако на территории земного шара на больших пространствах галогенные формации часто отсутствуют, но тем не менее развитые здесь подземные воды имеют очень высокую минерализацию, приближающую их иногда к крепким рассолам [1]. С позиции данной гипотезы подобные примеры объяснить трудно.

[1] В подтверждение этого можно привести много примеров. Отметим лишь, что подобные воды встречаются в пределах Подмосковной котловины, в водоносных горизонтах Днепровско-Донецкой впадины, во многих нефтеносных районах Советского Союза, в артезианских бассейнах США, Франции, в некоторых, как мы видели, межгорных котловинах описываемой территории.

В. Ф. Дерпгольц [46], исходя из теории Д. С. Коржинского о дифференциальной подвижности вещества при диффузии и в меньшей степени при фильтрации, высказал мнение, что хлоридные рассолы формируются за счет непрерывного диффузионного (реже фильтрационного) проникновения летучих из мантии через толщу земной коры к периферии земли. Этот планетарный процесс, происходящий в геологическое время, по его мнению, не противоречит представлению о дальнейшем наращивании гидросферы.

С. А. Дуров [48] считает, что главная масса хлора земной коры подобно хлору метеоритов находилась в соединении с железом в догеологической стадии развития Земли. При разогревании земной коры выделялись летучие продукты, в том числе и хлорид железа. При конденсации паров воды возникли горячие растворы хлорида железа значительной концентрации. Окислительные процессы и гидролиз солей трехвалентного железа привели к образованию гидроокиси железа и соляной кислоты, действие которой распространилось на силикаты земной коры, потому что осадочные породы в то время отсутствовали. Так возникли хлориды с соотношением катионов, в среднем отвечающим их кларкам. В начале архея образовался хлоридный океан с весьма малым содержанием сульфатов и с указанным составом катионов. Местами в этом океане значительно преобладали хлоркальциевые рассолы. По мнению С. А. Дурова, эти рассолы были также бессульфатны, для чего не требуется никаких дополнительных предположений о «десульфатизации», «сульфатредукции».

Л. Н. Капченко [71] считает, что глубинные рассолы являются продуктом магматогенной гидротермальной деятельности, и, проанализировав большой фактический материал, подтвердил свое предположение рядом убедительных доказательств.

Из краткого обзора основных гипотез формирования химического состава глубоких подземных вод ясна большая сложность этого вопроса и необходимость дальнейшей его разработки на основе новейших достижений современной науки и постановки широких экспериментальных исследований.

Мы установили, что возникшие в начале нижнемелового времени на территории Монголии озера были пресные или слабо солоноватые с минерализацией воды, близкой к минерализации современных вод оз. Балхаш, т. е. около 5 *г/л*, и лишь к концу их существования концентрация солей в них достигла примерно такого же уровня, что в водах современного Аральского или Каспийского моря, т. е. 10—13 *г/л*. Таким образом, формировавшиеся в отложениях этих бассейнов подземные воды могли иметь максимальную минерализацию и состав, сходные с минерализацией и составом озерной воды. Между тем приведенный фактический материал показывает, что у глубоких вод многих водоносных горизонтов (опробованных интервалов) нижнемеловых отложений Восточно-Гобийской депрессии минерализация значительно выше указанной и иной состав. В связи с этим рассмотрим особенности химического состава данных вод по отдельным площадям более подробно.

На Дзун-Баинской площади результаты опробования значительного числа скважин показали в целом достаточно различную минерализацию глубоких подземных вод нижнего мела. Действительно, как видно из табл. 9, минерализация их колеблется от 0,7 до 71 *г/л*. Среди пресных и слабо солоноватых вод преобладают смешанные, преимущественно гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные магниево-кальциево-натриевые или гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные магниево-натриево-кальциевые (скв. 18, 26, 69, 109 и 310), в воде некоторых скважин (скв. 26 и 58) щелочноземельные элементы стоят на первом месте, а щелочные им резко подчинены. Наряду с подобными водами, в слабо солоноватых водах нижнемеловых отложений встречены гидрокарбонатно-хлоридные щелочноземельные (скв. 110 и 112) и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые (скв. 307) воды.

Концентрация солей в высокоминерализованных водах достигает 71 *г/л* (скв. 317), в других скважинах она составляет 10—11 (скв. 78), 18—19 (скв. 2, 2-оц, 7), 21 (скв. 3, 137), 27 (скв. 4) и 46 *г/л* (скв. 4-оц). Эти воды в большинстве своем хлоридные натриевые с отношением $\frac{r\,Na}{r\,Cl}$, близким к единице или немногим более. Таковы воды из скв. 2, 3, 2-оц, 4-оц, 7, 137, 317 и 399. Своеобразные магниево-кальциевые хлоридные воды с отношением $\frac{r\,Na}{r\,Cl} = 0{,}06—0{,}08$ вскрыты скв. 4 на глубине от 478 до 484 *м*. Формула этих вод следующая:

$$M_{27}\,\frac{Cl_{96}SO^{4}_{4}}{Ca_{89}(Na+K)_{8}}.$$

В пределах Ухинской площади минерализация нижнемеловых вод изменяется от 7 до 34 *г/л* (см. табл. 10). Минимальная минерализация этих вод наблюдается в скв. 7 для водоносного горизонта, вскрытого на глубине от 330 до 336 *м*, в скв. К-3 минерализация вод в интервале 316—324 *м* составляет 21,4 *г/л*, в скв. 9 на глубине 350—364,5 *м* она увеличивается до 33 *г/л* и в скв. К-2 достигает максимального значения. В скв. 12 минерализация воды, представляющей собой смесь вод горизонтов, залегающих на глубине 498—683 *м*, составляет 17 *г/л*. В связи с таким опробованием скважины для указанного интервала не представляется возможным установить изменения минерализации воды по глубине. Во всех скважинах вода характеризуется высоким отношением $\frac{r\,Na}{r\,Cl}$, преобладанием кальция по сравнению с магнием и щелочными свойствами. Например, в скв. 7 содержание ионов $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ достигает 13% экв. Характерно, что хлорбромный коэффициент для вод, встреченных в скв. К-2, равен 340, т. е. близок аналогичному коэффициенту современных морских вод (300).

На Хамаринхуральской площади была опробована лишь одна скв. 1, вскрывшая водоносные нижнемеловые породы на глубине от 1084 до 1184 *м* (см. табл. 11). По всей этой глубине не удалось подметить какой-либо закономерности в увеличении минерализации воды, которая в среднем равна около 13—14 *г/л*. По составу вода является гидрокарбонатно-хлоридной, кальциево-натриевой. В верхних горизонтах указанного интервала содержание ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} достигает 19% экв., в воде кальций резко преобладает по сравнению с магнием.

На Цаган-Эльской площади было опробовано несколько скважин (см. табл. 12). Здесь так же, как и на других площадях, наряду с высокоминерализованными водами с концентрацией солей 114 *г/л* (скв. 1) в той же скважине, но в вышележащем горизонте были вскрыты слабо солоноватые воды минерализацией от 2,8 до 10 *г/л*. В целом нижнемеловые воды описываемой площади по сравнению с водами других площадей более минерализованные, что связано скорее всего с их более глубоким залеганием.

Слабо минерализованные воды скв. 1 имеют хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав. Формула их:

$$M_{2,8}\,\frac{(HCO^{3}_{8}+CO^{3})_{52}Cl_{45}}{(Na+K)_{78}Ca_{20}}.$$

Это типичная щелочная вода, по мере углубления изменяющаяся на хлоридно-натриевую. Высокоминерализованные воды, вскрытые скв. 1 на глубине от 1334 до 1387 *м*, имеют хлоридный кальциево-натриевый состав. В скв. 7 для первых трех опробованных интервалов наблюдается постепенное увеличение минерализации воды с глубиною, а затем некоторое ее уменьшение. В скв. 10, наоборот, с увеличением глубины залегания воды наблюдается последовательное увеличение ее минерализации, которая максимальна

в интервале 1565—1604 *м* и составляет 65 *г/л*. Формула воды для всех интервалов глубин примерно одна и та же — вода хлоридная, кальциево-натриевая, щелочная. Отношение $\frac{r\,Na}{r\,Cl}$ близко к единице, во всех водах кальций преобладает по сравнению с магнием.

Таким образом, в пределах охарактеризованных площадей в артезианских водах нижнего мела Восточной Гоби установлены следующие их типы: пресные или слабо солоноватые, разнообразного состава, развитые преимущественно на Дзун-Баинской площади, и высокоминерализованные хлорид

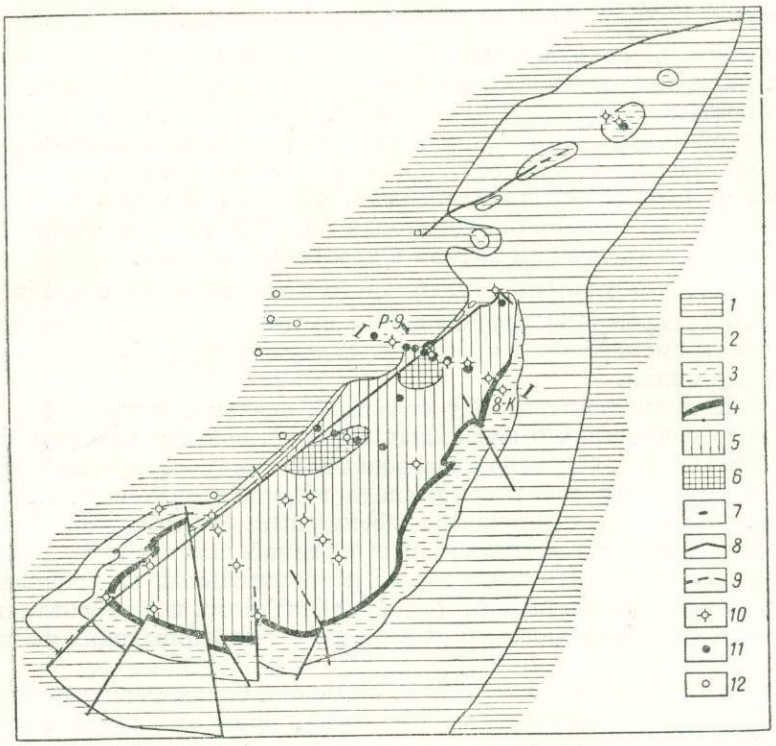


Рис. 12. Геологическая карта Дзун-Баинского и Ухинского нефтяных месторождений (сост. В. С. Савкин).

1 — баинширейнская свита: сайншандлинская свита; *2* — песчано-конгломератовая подсвита; *3* — пестроцветная подсвита, дзунбаинская свита; *4* — углистая пачка; *5* — глинисто-песчаная зеленовато-серая подсвита; *6* — песчано-глинистая подсвита; *7* — закированные песчаники; *8* — прослеженные дизъюнктивные нарушения; *9* — предполагаемые дизъюнктивные нарушения; *10* — скважины крелиусного бурения; *11* — скважины роторного бурения; *12* — скважины на воду.

ные, кальциевые, хлоридные кальциево-натриевые и хлоридные натриевые воды, распространенные на остальных площадях, а также и на Дзун-Баинской.

Формирование глубоких вод смешанного химического состава связано скорее всего с особыми условиями питания водоносных горизонтов, содержащих эти воды; происходит оно через многочисленные тектонические трещины, секущие Дзун-Баинскую структуру (рис. 12). Атмосферные осадки, фильтруясь через трещины в глубокие горизонты нижнемеловой толщи, выщелачивают и растворяют соли, содержащиеся в этих породах. Вследствие коротких путей фильтрации и, по-видимому, хорошей промытости пород в тектонических зонах здесь формируются слабо минерализованные, преимущественно гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные или гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые воды.

Химический состав высокоминерализованных вод формировался под влиянием разнообразных природных процессов. Несомненно, для формирования этих вод имели значение процессы выщелачивания и растворения солей, содержащихся в нижнемеловых породах, обменные реакции между поглощенными ионами пород и подземными водами. Последний процесс привел к формированию хлоридных натриевых и хлоридных кальциево-натриевых щелочных вод с отношением $\frac{r\,Na}{r\,Cl} > 0{,}85$, а при наличии в разрезе этих отложений монтмориллонитовых и бейделлитовых глин, характеризующихся активным обменом иона кальция на ион натрия, к формированию типичных хлоридных кальциевых вод с отношением $\frac{r\,Na}{r\,Cl} = 0{,}06—0{,}08$.

В высокоминерализованных глубоких водах обычно не содержится сульфатов или они присутствуют в ничтожно малом количестве. Очевидно, восстановительная обстановка, существовавшая в глубоких горизонтах нижнемеловой толщи, приводила к сульфатредукции и полному удалению сульфатного иона из водного раствора. О восстановительных условиях в нижнемеловых бассейнах осадконакопления, особенно в конце их существования, свидетельствует наличие горизонта пиритоносных песчаников в дзунбаинской свите и включений пирита в других ее породах.

Возможно, что удаление сульфатного иона из водных растворов, как показал С. А. Дуров [48], происходило и путем адсорбции иона SO_4^{2-} различными тонкодисперсными породами, содержащими, в частности, окислы железа и алюминия.

С повышением температур с глубиной связано, очевидно, нарушение карбонатного равновесия в подземных водах и распад и удаление гидрокарбонат-ионов. Однако, согласно исследованиям химиков, на практике к концу процесса наблюдается задержка распада гидрокарбонатов, т. е., как отмечает И. Э. Апельцин, оказывается возможным существование не вполне равновесных систем с недостатком растворенной углекислоты. Этим, по-видимому, можно объяснить присутствие незначительных по сравнению с общей минерализацией количеств гидрокарбонатного и карбонатного ионов в глубоких водах артезианских бассейнов, обусловливающих их щелочные свойства.

Хлор в подземные воды поступал, очевидно, также несколькими путями: за счет растворения хлорсодержащих солей, присутствовавших в породах, и за счет подъема его из глубоких горизонтов земли. Последний источник поступления был, по-видимому, главным. Поступлению гидротермальных растворов из недр земли способствовала большая раздробленность пород палеозойского фундамента Дзун-Баинской депрессии, что достаточно хорошо видно на рис. 13. Здесь наблюдается две системы тектонических трещин — одна северо-западного, а другая северо-восточного направления, образующих в совокупности мощную глубинную зону разломов северо-восточного простирания, прослеживающуюся на несколько десятков километров.

Нам представляется, что эта зона и является тем путем, по которому из глубоких недр земли поднимаются горячие растворы, обогащенные хлоридами, микрокомпонентами и газами. Действительно, проведенное на Цаган-Эльской площади на глубине 1200—1300 *м* измерение температуры подземных вод показывает, что она достигает здесь 70° С. К сожалению, эти замеры чрезвычайно редки и проводились они не на всех площадях. Однако, ссылаясь и на отрывочные данные, можно утверждать, что такое резкое повышение температуры, несомненно, связано с подъемом из глубоких недр земли горячих минеральных вод типов, указанных в табл. 32. С этими выводами согласуется и большое сходство состава газов, выделяющихся с гидротермами, с составом газов, содержащихся в водах Дзун-Баинского нефтяного месторождения, результаты сравнительных анализов которых приведены в табл. 33.

Таблица 33

Средний состав газа из подземных вод Дзун-Баинского нефтяного месторождения и минеральных вод курорта Хучжиртэ, % объемн.

(в пересчете на безвоздушный газ)

Место взятия пробы газа	Азот и редкие	Углекислота	Кислород	Метан	Гутан	Пропан	Высшие углеводороды	Место и год проведения анализа
Дзун-Баинское нефтяное месторождение	81,44	2,60	15,80	0,036	Следы	0,050	0,143	ВНИГНИ, С. Н. Морозова, 1960
Курорт Хучжиртэ . .	93,94	0,44	Нет сведений	0,64	1,12	1,13	0,96	ВНИИГаз, 1947

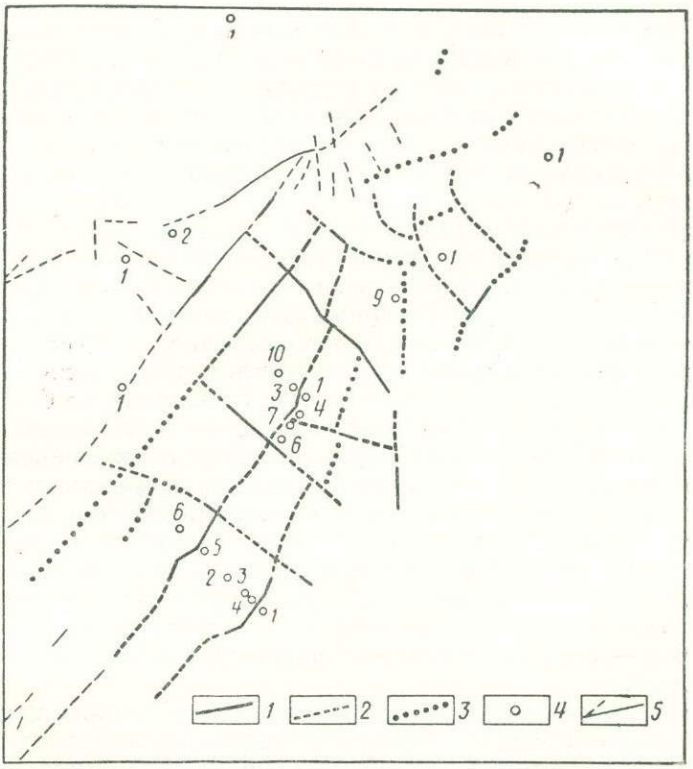


Рис. 13. Схема тектонических нарушений палеозойского фундамента Дзун-Баинской депрессионной зоны (сост. И. М. Арапов и С. В. Песков).

1 — зоны тектонических нарушений, уверенно выделяемые по данным сейсморазведки КМПВ и МОВ; *2* — зоны тектонических нарушений, предполагаемые по данным сейсморазведки МОВ; *3* — возможные продолжения зон тектонических нарушений; *4* — разведочные скважины; *5* — тектонические нарушения, установленные в процессе геологической съемки.

Различия лишь в том, что в газах Дзун-Баинского месторождения содержатся значительные количества кислорода, захваченного, очевидно, случайно при отборе пробы; в остальном различия несущественны.

Однако все эти процессы, взятые в отдельности и в совокупности, очевидно, не могут объяснить причин увеличения минерализации, а часто

и изменения химического состава артезианских вод с глубиной. Поэтому мы считаем необходимым дать краткую характеристику палеогидрогеологических условий, существовавших на территории Монголии в эпоху мезо-кайнозойского осадконакопления, так как анализ указанных условий, на наш взгляд, в какой-то степени по может ответить на поставленные вопросы.

Сероцветные угленосные отложения, накапливавшиеся в крупных озерных бассейнах, широко развиты в средней и верхней юре, что позволяет сделать следующий вывод: климат на территории Монголии был в то время достаточно влажным и теплым, чем и вызвано заболачивание отдельных площадей, а также развитие влаго- и теплолюбивой растительности. Формировавшиеся в этих осадках подземные воды имели, очевидно, сульфатно-гидрокарбонатный, кальциевый состав и невысокую минерализацию. В конце верхнеюрского времени происходит перестройка рельефа Монголии, с которой, вероятно, было связано ухудшение климатических условий ее, особенно на территории Южной Монголии, где в межгорных котловинах в озерных бассейнах накапливались мощные толщи красноцветных отложений.

Озерные бассейны на первых этапах своего существования и развития, как показывают анализы водных вытяжек, были пресные. На основе широкого развития в приподнятых межозерных участках изверженных и метаморфических песчанико-сланцевых пород, богатых натрием и бедных сульфидами, можно предположить, что в результате выщелачивания и растворения этих пород формировались содовые, сульфатно-натриевые или смешанные по составу воды озер.

Растительность в ту эпоху была редкой и бедной, а климат жарким и сухим, скорее всего близким к современному климату Арало-Каспийской низменности Советского Союза. Уровень подземных вод на незакрытых водной поверхностью пространствах межгорных котловин находился, по-видимому, неглубоко от дневной поверхности. В этих климатических условиях, главным образом под влиянием процессов испарения, происходило формирование высокоминерализованных подземных вод, во всяком случае более минерализованных, чем воды существовавших в то время поверхностных водоемов и водотоков. Состав вод был, очевидно, достаточно разнообразным: наряду с сульфатно-хлоридными кальциево-натриевыми подземными водами здесь формировались хлоридно-натриевые и содовые подземные воды.

Такие условия формирования химического состава подземных вод существовали на территории Монголии и в цаганцабское время. Лишь в дзунбаинском веке, характеризовавшемся более влажным климатом, особенно в начале века, происходило образование пресных или слабо солоноватых подземных вод — гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатных кальциево-натриевых и содовых.

В верхнемеловое время территория Южной Монголии испытывает новое погружение, а Северная Монголия остается относительно приподнятой областью. В первой из них водные бассейны несколько расширились, однако они также, по-видимому, не образовывали сплошного водного покрытия внутри межгорных понижений и разделялись между собой крупными материковыми участками. Отсутствие в верхнемеловое время угленакоплений на территории Монголии свидетельствует о продолжавшемся в то время иссушении климата. На материковых участках, характеризовавшихся, очевидно, неглубоким залеганием подземных вод, под влиянием процессов испарения формировались высокоминерализованные хлоридно-натриевые, сульфатно-хлоридно-натриевые и содовые подземные воды.

После верхнемелового осадконакопления территория Южной и Восточной Монголии превратилась в денудационную равнину, резко сократились размеры озер, а местами они полностью исчезли, уровень подземных вод на некоторых участках погрузился достаточно глубоко, интенсивность испарения их уменьшилась.

В палеогене и неогене территория Монголии снова испытывала общее опускание и покрывалась озерными бассейнами. Однако эти озера были мелкими и небольшими по своим размерам. На межозерных участках уровень подземных вод подходил близко к дневной поверхности и под влиянием жаркого сухого климата подземные воды интенсивно испарялись, что вызвало новое увеличение концентрации растворенных в них солей.

За огромный период континентального развития, существовавшего на территории Монголии на протяжении всего мезозоя и кайнозоя, в осадках этих эпох накопились большие количества легкорастворимых солей. Однако наряду с их аккумуляцией, сопровождавшей мезо-кайнозойское осадконакопление в периоды подъема территории, происходил вынос этих солей. Он осуществлялся несколькими путями, но главная роль в рассолении приподнятых участков территории принадлежала, по-видимому, атмосферным осадкам и ветру.

Атмосферные осадки, выпадая на поверхность земли, растворяли содержащиеся в породах соли и, попадая в подземные воды, увеличивали их концентрацию. Роль эоловых процессов заключается главным образом в выносе легкорастворимых солей из межгорных котловин и в засолении прилегающих к ним пространств. Эти процессы энергично проявляются здесь до настоящего времени и играют большую роль в регулировании солевого баланса страны.

В связи с тем, что мезо-кайнозойское осадконакопление на территории Монголии происходило в озерных бассейнах при весьма неспокойном тектоническом режиме, в межгорных котловинах ее, как мы отмечали, накапливались толщи весьма переменного состава, быстро изменяющиеся как в вертикальном разрезе, так и по простиранию. Вполне вероятно допустить, что в таких условиях подземные воды, насыщавшие эти отложения, представляли собой единую водонапорную систему. Учитывая колебательные движения, непрерывно совершавшиеся в процессе осадконакопления, а также различия плотности воды в верхних и нижних горизонтах указанной системы, можно предположить, что в то время здесь непрерывно происходило перемешивание подземных вод верхних и нижних горизонтов с соответствующим выравниванием концентраций солей, растворенных в подземных водах, и с постепенным вытеснением менее минерализованных и менее плотных глубоких подземных вод более плотными и более минерализованными подземными водами верхних горизонтов.

Таким образом, проанализировав фактический материал по артезианским водам Монголии, можно сделать вывод, что химический состав их сформировался под влиянием целого комплекса природных и физико-химических процессов. Среди них, как мы отмечали, большую роль играли процессы выщелачивания и растворения солей из пород, обменные реакции между поглощенными основаниями последних и подземными водами, глубинные процессы, с которыми связано поступление из недр земли хлора и некоторых микрокомпонентов, явления адсорбции и сульфатредукция.

Пожалуй, самым важным фактором формирования высокоминерализованных подземных вод в межгорных котловинах Монголии явился аридный климат, господствующий на ее территории с начала нижнемеловой эпохи до настоящего времени. Именно под влиянием процессов испарения, протекавших с различной степенью интенсивности на протяжении этого длительного геологического времени, здесь формировались различные по составу и минерализации подземные воды, среди которых были сульфатно-хлоридные, кальциево-натриевые, хлоридно-сульфатные натриевые, щелочные гидрокарбонатные, хлоридно-натриевые.

Залегая первоначально близко от дневной поверхности, высокоминерализованные подземные воды под влиянием диффузионных процессов, колебательных движений различного знака и, по-видимому, главным образом под влиянием эффекта струйчато-гравитационного погружения рассолов (по

А. Т. Морозову) опускались в водоносную толщу, выдавливая более пресные воды вверх. Вместе с тем в конкретных геологических условиях района Дзун-Баинского нефтяного месторождения наряду с перечисленными факторами значительная роль в формировании химического состава и изменении минерализации артезианских вод, возможно, принадлежала и процессам подземного испарения. Развитию его здесь благоприятствовали значительный перепад температур, существовавший между различными горизонтами нижнемеловой толщи месторождения, сильная разбитость участка тектоническими нарушениями и наличие большого эрозионного среза нижнемеловых отложений (см. рис. 13), что в конечном итоге привело к огромным потерям нефти и газа из недр, вместе с которыми удалялись, по-видимому, и пары воды.

Влияние неотектоники и положения местных базисов эрозии на изменение состава и зональности артезианских вод

Как известно, впервые вопрос о новейших тектонических движениях на «древнем темени» Азии был поднят еще в 1922 г. В. А. Обручевым [132], который на основании анализа имевшегося в то время очень скромного материала пришел к выводу, что в постплиоцене отдельные участки Центральной Азии, в том числе и описываемой территории, испытали различного знака и масштаба эпейрогенические движения. Этот вывод в дальнейшем нашел свое блестящее подтверждение в многочисленных трудах советских и монгольских геологов и сейчас уже никто не сомневается в том, что такие горные сооружения Монголии, как Монгольский и Гобийский Алтай, Хэнтэй, Хангай, Гобийский Тянь-Шань, Тотошань, Нукут-Дабан и многие другие горы, являются горстовыми образованиями, возникшими в результате новейших тектонических движений.

Однако рельеф Монголии и до сих пор продолжает еще формироваться, что находит выражение в многочисленных землетрясениях, сопровождающихся вертикальными подвижками как положительного, так и отрицательного знаков. Только за последние 50—65 лет на территории Монголии зафиксировано несколько десятков землетрясений, некоторые были очень сильными и сопровождались образованием колоссальных по протяженности тектонических нарушений. К числу таких землетрясений относится землетрясение, происшедшее 9/VII (26/VI) 1905 г. в северо-западной части Хангая, впервые описанное А. В. Вознесенским [34], а затем Н. А. Мариновым [116], в результате которого образовалась широтная зона разлома протяженностью более 500 *км* с рядом отходящих от нее разломов второго порядка северо-западного и северо-восточного направлений. Очень сильным было и Гоби-Алтайское землетрясение 4/XII 1957 г. В результате этого землетрясения образовалась зона разлома северо-западного направления протяженностью 320—350 *км* и ряд разломов меньшего масштаба.

Эти землетрясения, проявившиеся на территории Монголии, отображают лишь частные случаи неотектонических движений и свидетельствуют об активной тектонической жизни Земли в новейшую эпоху. Особенно энергичными (большого размаха) эти движения были в западной и северной частях Монголии, где наблюдаются самые большие высоты местности и, по-видимому, весьма глубокие разломы земной коры. Восточная часть Монголии тектонически более спокойная, вследствие чего рельеф ее характеризуется сглаженными формами и обилием равнинных площадей, иногда очень больших размеров. Зоны разлома наблюдаются здесь относительно реже, протяженность и, по-видимому, глубина распространения их значительно меньше, чем на западе Монголии.

Новейшие тектонические движения привели в ряде районов к изменению гидрогеологических условий и оказали существенное влияние на формирование химического состава подземных вод. Так, в районе Баян-Гоби сомона, расположенного в центральной части области Гоби-Алтайского землетря-

сения, из трещин изливалась вода очень незначительной минерализации — 238 *мг/л* при общей жесткости 2,9 *мг-экв*. Эта трещина вывела на поверхность, как можно предполагать, неглубокую воду гидрокарбонатно-щелочноземельного состава. Однако здесь же, очевидно, имеются и более глубокие трещины, достигшие бóльших глубин и выведшие на поверхность горячую воду. Вероятно, относительно глубокая трещина проходит в районе Хобдо сомона, расположенном на самом востоке области землетрясения. Она вскрыла подземную воду с минерализацией более 3 *г/л* при жесткости 23 *мг-экв*. По составу эта вода относится уже к натриево-магниевой, сульфатной.

В результате новейших тектонических движений на высоко поднятых участках Земли, в том числе и на участках, сложенных третичными и меловыми породами, находящихся выше местных базисов эрозии, под влиянием атмосферных осадков и других природных факторов заключенные в них подземные воды, обычно высокоминерализованные, были замещены пресными сульфатно-гидрокарбонатными или хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатными кальциево-натриевыми водами.

Новейшими тектоническими движениями объясняется, очевидно, и наблюдающееся в ряде межгорных бассейнов уменьшение, а не увеличение, как обычно, минерализации артезианских вод с глубиной с соответствующим изменением их химического состава.

Так, например, в обширной Тамцагской депрессии, сверху сложенной неогеновыми, а снизу меловыми породами, минерализация воды верхних водоносных горизонтов на ряде участков на глубине около 50—60 *м* достигает 5 *г/л*, воды сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые, а местами и хлоридно-натриевые. Однако, как указывает А. Я. Стефаненко [191], в этой депрессии в районе пос. Тамцаг-Булак на глубине около 180 *м* встречаются воды с минерализацией около 1 *г/л*, преимущественно гидрокарбонатно-сульфатного натриево-кальциевого состава. Слабо солоноватые воды минерализации от 1,46 до 3,3 *г/л* (см. табл. 8) в нижнемеловых отложениях были встречены в юго-западной части Тамцагской впадины в пределах Южно-Бурдэнигольского поднятия (рис. 14). Обычно на таких глубинах в межгорных котловинах Восточно-Гобийской депрессии находятся высокоминерализованные воды хлоридно-натриевого или кальциево-натриевого хлоридного состава. Там же

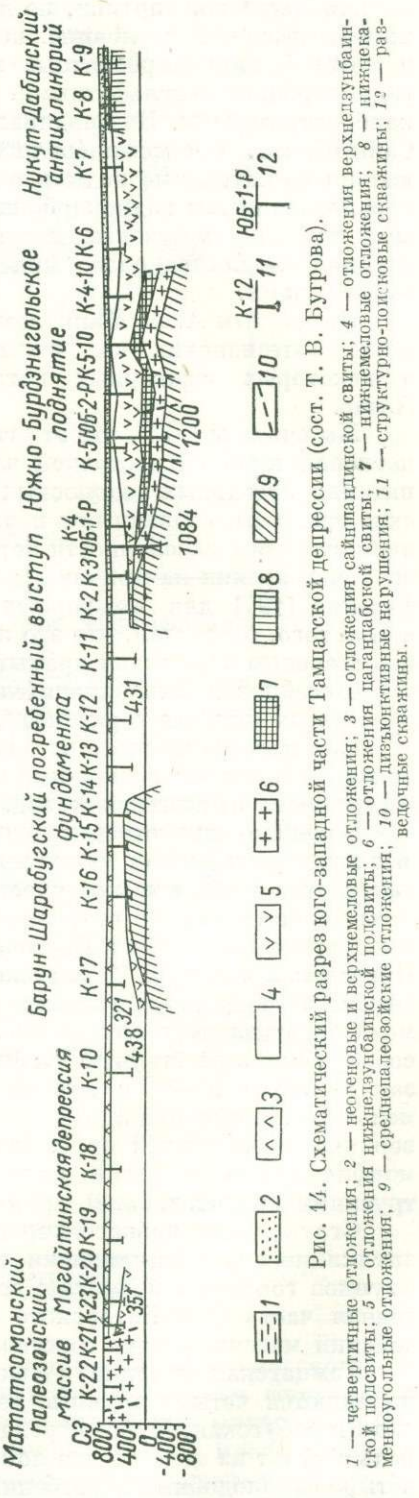


Рис. 14. Схематический разрез юго-западной части Тамцагской депрессии (сост. Т. В. Бутрова).

1 — четвертичные отложения; *2* — неогеновые и верхнемеловые отложения; *3* — отложения сайщандинской свиты; *4* — отложения верхнедзунбаинской подсвиты; *5* — отложения нижнедзунбаинской подсвиты; *6* — отложения цаганцабской свиты; *7* — нижнемеловые отложения; *8* — нижнекаменноугольные отложения; *9* — среднепалеозойские отложения; *10* — дизъюнктивные нарушения; *11* — структурно-поисковые скважины; *12* — разведочные скважины.

формируются преимущественно сульфатно-хлоридно-карбонатные натриевые воды.

Аналогичная картина, по данным А. Я. Стефаненко, наблюдается в Баян-Обосомонской котловине, находящейся в 150 *км* восточнее Ундэр-Хана, в которой гидрокарбонатные воды верхней зоны сменяются с глубиной гидрокарбонатно-сульфатными, а в нижних горизонтах снова залегают гидрокарбонатные воды. Во впадинах Унэгин Гоби, в 200 *км* к северо-востоку от Сайн-Шанда, высокоминерализованные хлоридно-натриевые и хлоридные кальциево-натриевые воды верхней зоны с глубиной сменяются слабо минерализованными гидрокарбонатными натриевыми водами. В Дзамын-Удэнской впадине хлоридные натриевые воды повышенной минерализации на глубине сменяются слабо минерализованными гидрокарбонатными натриевыми водами.

По данным А. А. Маккавеева [109], аналогичная вертикальная зональность артезианских вод в мезо-кайнозойских отложениях наблюдается в некоторых межгорных котловинах Южной Монголии, в Гобийском Алтае.

Мы считаем [113], что эта гидрогеохимическая инверсия для межгорных котловин крайней восточной части Монголии вызвана особыми условиями питания отдельных водоносных горизонтов, происходящего через тектонические трещины, связанные с поверхностью, а также уменьшением с увеличением глубины засоленности пород, слагающих депрессии. Примерно такую же точку зрения на причины данного явления в 1949 г. высказал А. Я. Стефаненко [191] для межгорных котловин Юго-Восточной Монголии. Но, кроме того, он считал, что это явление может быть обусловлено еще различной степенью возможной промытости пород, менее слабой в верхних горизонтах бассейнов и более значительной вследствие лучшей водопроницаемости пород в их нижних горизонтах.

Нам представляется, что высказанные точки зрения в основном правильно объясняют возможные причины изменения состава и вертикальной зональности артезианских вод.

Большое значение для формирования химического состава и зональности артезианских вод межгорных котловин, по-видимому, имеет также их внутреннее тектоническое строение. Действительно, как показали результаты буровых работ и геофизических исследований, выполненных во многих межгорных котловинах Восточной Монголии, это строение очень сложно. Приведем пример. В Тамцагской котловине за последние годы были проведены широкие геологические исследования, которые до настоящего времени не освещены в литературе. Эта котловина с поверхности представляет собой обширную степную равнину (рис. 15). Ее длина 250 *км*, ширина на западе около 40—60 *км*, а на востоке 90—100 *км*. Котловина выполнена меловыми, третичными и четвертичными отложениями, составляющими ее верхний структурный ярус. Нижний структурный ярус представлен метаморфическими породами палеозоя, пронизанными многочисленными интрузиями гранитов.

Структурами первого порядка котловины являются: Нукут-Дабанский антиклинорий, обрамляющий ее с юго-востока и представляющий собой крупное горстовое поднятие; собственно Тамцагская впадина и северо-восточная часть Сухэ-Баторского антиклинория, или Мататсомонский палеозойский массив — тоже горстовое образование.

Тамцагская впадина в тектоническом отношении неоднородна. В ней выделяются четыре крупные депрессионные зоны: Бирутинская, Югодзырско-Шарабугская, Хубо-Нурская и Центральная, каждая из них в свою очередь состоит из целого ряда локальных депрессий. Этим зонам соответствуют четыре валоподобных погребенных выступа фундамента (с запада на восток): Угомурский, Булунгинский, Буир-Нурский и Центральный. Первые представляют собой грабены, а вторые — горсты, простирающиеся в северо-вос-

точном направлении согласно с общим планом тектонического строения Восточной Монголии.

Достаточно ясное представление о глубинном строении юго-западной части впадины дает разрез, изображенный на рис. 14. Как видно, между Нукут-Дабанским и Мататсомонским горстами, обрамляющими котловину

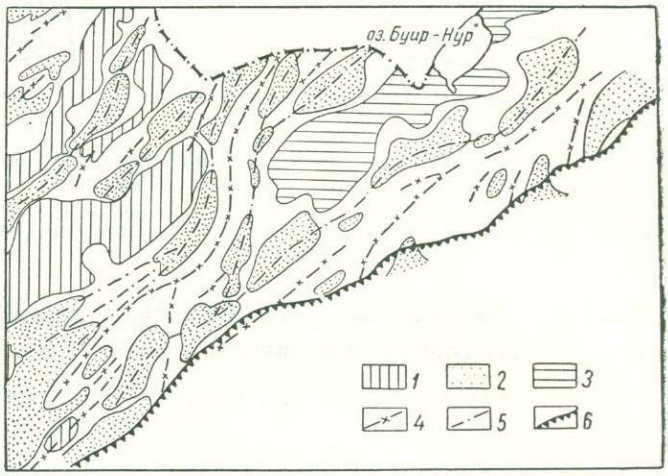


Рис. 15. Тектоническая схема Тамцагской депрессии (сост. В. Г. Смирнов).

1 — выходы пород фундамента на поверхность; *2* — депрессионные зоны; *3* — Буир-Нурский погребенный выступ; *4* — оси цепей, соответствующие погребенным выступам фундамента; *5* — оси цепей депрессионных зон; *6* — юго-восточный борт депрессии.

с юго-востока и северо-запада, в пределах впадины находятся два погребенных выступа палеозойского фундамента — Барун-Шарабугский и Южно-Бурдэнигольский, первый вскрыт скважинами на глубине около 300 *м*, а второй от 400 *м* на северо-западе до 1100 *м* на юго-востоке. Естественно, что такое

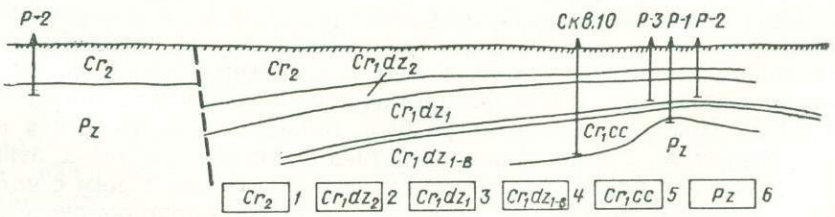


Рис. 16. Схематический разрез через структуру Цаган-Эльс по линии *II—II* (сост. М. М. Кузнецова).

1 — верхнемеловые отложения; дзунбаинская свита нижнего мела; *2* — зеленовато-серая подсвита; *3* — темно-серая подсвита; *4* — битуминозная пачка; *5* — цаганцабская подсвита; *6* — палеозойские отложения.

строение котловины существенно влияет на формирование химического состава и зональности глубоких вод. Выступам палеозойского фундамента должно соответствовать, по-видимому, формирование менее минерализованных подземных вод, чем в его глубоко погруженных частях, предполагается меньшая мощность вертикальных зон в пределах приподнятых участков.

Аналогичная картина внутреннего строения межгорных котловин наблюдается и в других районах Восточной Монголии. На рис. 16 и 17

приведены два разреза через Цаган-Эльскую структуру в Восточной Гоби. Анализируя эти разрезы, также можно сделать заключение о весьма

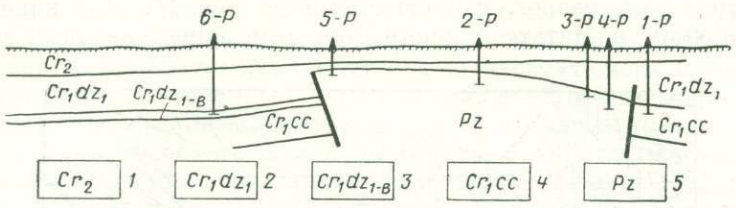


Рис. 17. Схематический разрез через структуру Цаган-Эльс по линии XXIII—XXIII (сост. М. М. Кузнецова).

1 — верхнемеловые отложения; даунбаинская свита нижнего мела; *2* — темно-серая подсвита; *3* — битуминозная пачка; *4* — цаганцабская свита; *5* — палеозойские отложения.

сложных условиях формирования химического состава и зональности глубоких подземных вод межгорных котловин Восточной Гоби.

Таким образом, процесс формирования химического состава подземных вод очень сложный, зависящий от физических, химических, физико-химических и других многочисленных природных факторов. Поэтому выявленные закономерности их состава и зональности нельзя объяснять каким-либо одним или двумя, как это часто делают некоторые исследователи, иногда возможно, не главными факторами данного процесса. В природе все значительно сложнее и все взаимосвязано. Лишь при тщательном анализе конкретной природной обстановки формирования химического состава подземных вод и учете влияния разнообразных природных факторов на этот процесс можно для данной обстановки правильно решить поставленную проблему или наметить пути для ее верного решения. В этом отношении вполне прав Е. В. Шанцер [224], который пишет: «В основе всякого геологического процесса лежит действие часто весьма многочисленных и разнородных физических, химических и биологических факторов. Сложные и порою изменчивые формы сочетания и взаимодействия этих факторов, осуществляющиеся на протяжении миллионов и миллиардов лет истории Земли, как правило, совершенно случайны с чисто физической, химической или биологической точек зрения. Поэтому они не могут быть выведены как прямые и необходимые следствия из законов, непосредственно устанавливаемых этими науками. Однако они вполне закономерны, если подходить к ним с историко-геологических позиций и рассматривать в свете тех причинно-следственных связей, которые вскрывают изучение хода развития земной коры или земного шара в целом...». И далее: «Только тогда вскрываются те его специфические геологические закономерности, которые немыслимо свести к частным физическим, химическим или биологическим закономерностям, определяющим действие отдельных движущих факторов процесса. Поэтому изучение одной лишь физической, химической и биологической природы этих движущих факторов часто недостаточно не только для понимания роли геологических процессов в жизни Земли, но даже просто для их выделения и классификации. Чем сложнее изучаемый процесс, тем это резче бросается в глаза».

ГЛАВА VI

К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ И ОЦЕНКЕ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Поскольку гидрогеология Монголии изучена мало, естественно, невозможно осветить все стороны такой сложной проблемы, как формирование и оценка ресурсов подземных вод, к тому же еще и недостаточно разработанной. Поэтому мы рассматриваем главным образом качественную сторону данной проблемы применительно к описываемой территории.

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В результате кратковременных наблюдений за режимом подземных вод, проведенных в ряде районов Монголии, установлена тесная зависимость дебита родников и уровня воды в колодцах от режима атмосферных осадков, что позволило однозначно заключить следующее: основная масса пресных подземных вод страны инфильтрационного происхождения, т. е. образовалась за счет просачивания в недра земли дождевых вод.

Осадки на территории Монголии выпадают неравномерно. Наибольшее количество их приходится на высокогорные районы страны, где оно превышает 200 *мм*, а в самой северной ее части и на наивысших вершинах Монгольского Алтая и в Нукут-Дабане — 300 *мм* в год. В Южной Монголии осадков выпадает в среднем около 100—120 *мм* в год.

Такому распределению осадков, очевидно, соответствует и распределение ресурсов подземных вод. Северные районы Монголии обладают, по-видимому, значительно большими геологическими запасами подземных вод по сравнению с южными. Здесь формируются многочисленные родники, а также основная гидрографическая сеть страны, получающая питание преимущественно за счет подземных вод различных водоносных комплексов и гидрогеологических формаций этих территорий. На юге и востоке Монголии выходы родников немногочисленны, а гидрографическая сеть практически отсутствует или представляет собой очень небольшие водотоки, часто исчезающие или значительно уменьшающие свой расход от верховьев к низовьям под влиянием интенсивного испарения в данных районах. Ресурсы подземных вод, формирующиеся здесь, несомненно, менее значительны.

Для характеристики режима подземных вод описываемой территории рассмотрим изменение уровней воды в колодцах, расположенных в долине Толы, и дебита родников, находящихся в долинах Сельбы и Улясуту-Гола в районе Улан-Батора, а также данные об изменении уровенного режима колодцев в Сайн-Шанде, в совокупности характеризующие различные природные условия страны.

Наблюдения за колебанием уровней воды в долине Толы велись с октября 1946 г. по январь 1948 г. в колодцах, находящихся на первой и второй террасах долины. Наиболее низкое стояние уровня воды в колодцах первой террасы (рис. 18) наблюдается в апреле. Затем уровень постепенно повышается и достигает максимума в июле — августе, когда выпадает наибольшее количество атмосферных осадков. После этого уровень воды постепенно

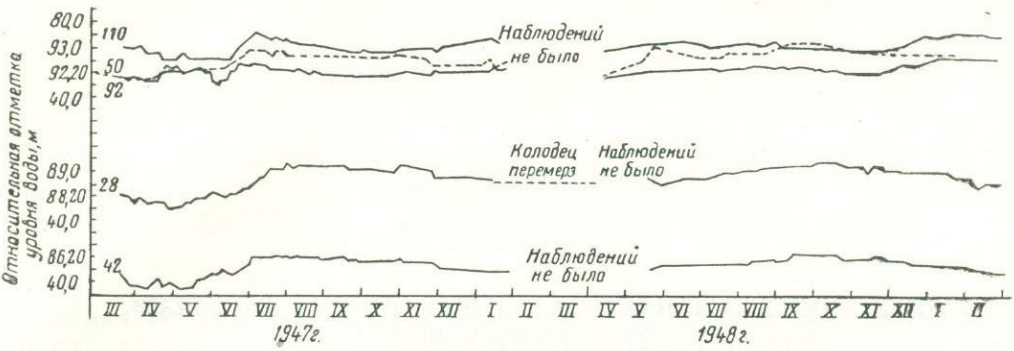


Рис. 18. Колебания уровней воды в колодцах, расположенных на первой террасе Толы в районе Улан-Батора (сост. К. И. Гоманько).

падает. Разница между максимальным и минимальным положением уровня около 1,6 *м* в удалении от русла реки и, как показали исследования Гидроэнергопроекта, достигает 1,8—4 *м* вблизи русла.

В колодцах, заложенных на второй террасе Толы, наиболее низкое стояние уровня воды (рис. 19) также наблюдается в апреле, а наиболее высокое в августе — октябре, т. е. примерно через 1,5—2 месяца после максимального

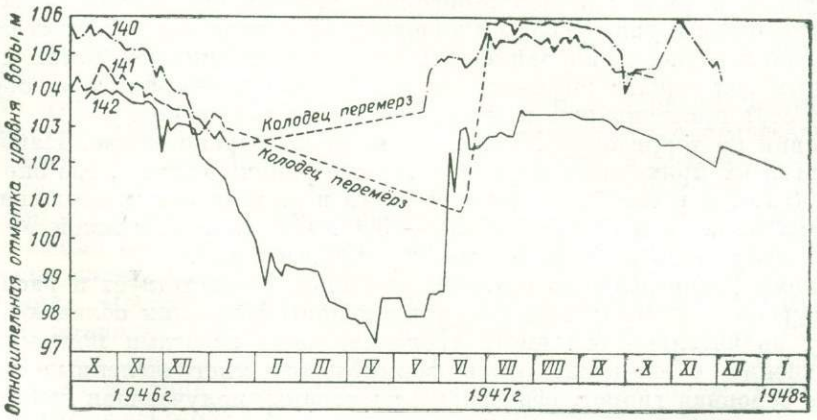


Рис. 19. Колебание уровней воды в колодцах, расположенных на второй террасе Толы в районе Улан-Батора (сост. К. И. Гоманько).

выпадения атмосферных осадков. По мнению К. И. Гоманько, объясняется это относительно глубоким залеганием уровней воды в колодцах и глинистым составом пород, слагающих вторую террасу, затрудняющих быстрое просачивание атмосферных осадков. Как видно на рис. 19, амплитуда колебания уровня воды достигает здесь 5—6 *м*.

Наблюдения за родниками, находящимися в долинах Сельбы и Улясуту-Гола, показали (рис. 20), что их дебиты максимального значения достигают в конце мая и в июне в связи с началом интенсивного таяния образовавшихся за зиму наледей. Высокий дебит родников удерживается до сере-

дины сентября, а у некоторых родников до начала октября. Зимой родники перемерзают и около них наблюдается интенсивное развитие наледей, высота и площадь которых у достаточно мощных родников достигают больших размеров.

В Сайн-Шанде наблюдения за уровнем подземных вод проводились в трех колодцах, расположенных в районе города, и в скв. 1-у, находящейся в его центре. По данным В. В. Батурина, два колодца получают воду из четвертичных отложений, а третий — из верхнемеловых. Наблюдениями установлено, что с 5/II 1948 г. по 25/VI 1949 г. колебание уровня воды в колодцах составляло от 20—30 до 60 *см*, причем для колодцев, забирающих воду из четвертичных отложений, выявлена тесная связь колебания уровня с выпадением атмосферных осадков, а для колодца, получающего воду из верхнемеловых отложений, такой связи не наблюдается. По мнению В. В. Батурина это объясняется тем, что область питания верхнемелового водоносного горизонта значительно удалена от колодца. По замерам уровня в скв. 1-у также установлено, что он в течение года колеблется на 0,5—0,6 *м*.

Таким образом, с севера на юг амплитуда колебаний уровня подземных вод постепенно затухает, что зависит от изменения климатических условий в этом же направлении.

Однако, несмотря на слабую гидрогеологическую изученность территории Монголии, некоторые исследователи, учитывая большой размах рельефа во многих районах страны, наличие развалов горных пород высоко в горах, значительную амплитуду колебаний суточных температур воздуха, высказали предположение о возможности в этих условиях пополнения ресурсов подземных вод за счет конденсации влаги из атмосферы воздуха. Так, еще в 1932—1933 гг. А. А. Маккавеев [110], проведя гидрогеологические исследования в котловине Байшинту в Гобийском Алтае и поставив тщательные наблюдения за родниками Баян-Булак и Далан-Цзадагад, установил интересные особенности в их режиме. Он отметил, что у названных родников в довольно короткие промежутки времени резко колеблется дебит при полном отсутствии в районе атмосферных осадков. Например, дебит родника Баян-Булак в октябре — ноябре 1932 г. колебался от 12,7 до 23,3 *л/сек*, а родника Далан-Цзадагад в сентябре 1933 г. — от 4 до 6 *л/сек*. По мнению А. А. Маккавеева, такие резкие колебания дебитов могут быть объяснены только подтоком со стороны хребтов воды, образовавшейся за счет конденсации паров из воздуха. Он определил, что таким путем обра-

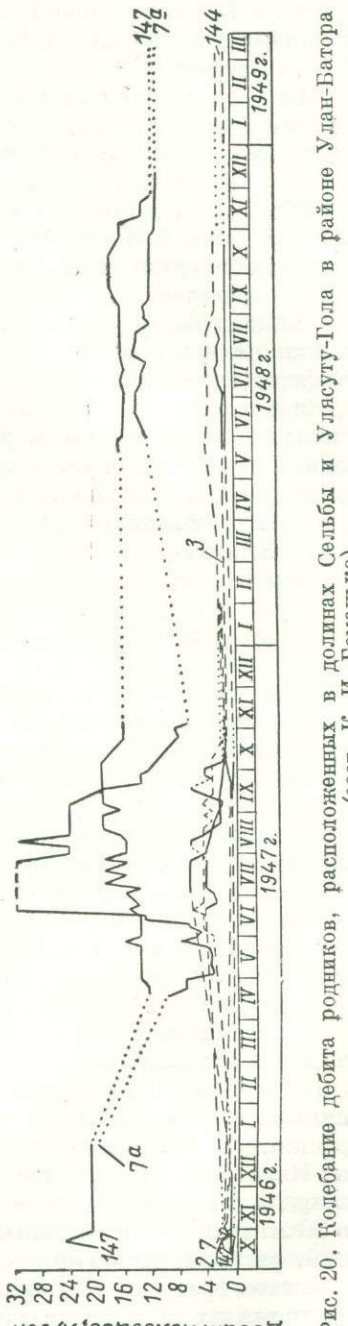


Рис. 20. Колебание дебита родников, расположенных в долинах Сельбы и Улясуту-Гола в районе Улан-Батора (сост. К. И. Гоманько).

зуется не менее 50 *мм* осадков в год, или около 50% от среднемноголетнего их количества для данного района.

На большое значение конденсационной влаги в пополнении запасов подземных вод указывал также А. Я. Стефаненко в 1939 г. для района Сайн-Шанда в Восточной Гоби. Его предположение в 1948 г. было подтверждено экспериментальными исследованиями, поставленными нами совместно с В. В. Батуриным.

Роль конденсационной влаги в пополнении запасов подземных вод для высокогорных районов Северной и Западной Монголии не выяснена: нет каких-либо опытных исследований этого вопроса. В смежных с Монголией районах Советского Союза, сходных с нею по климатическим условиям, такие работы были поставлены В. В. Климочкиным [78] в Заганском и Хамбинском хребтах в Западном Забайкалье. Этот исследователь установил, что в песчаных грунтах названных хребтов конденсируется 20—30% влаги от общего количества выпадающих здесь атмосферных осадков.

Таким образом, совокупность приведенных данных достаточно убедительно показывает большое значение процессов конденсации влаги из атмосферы воздуха в общем балансе питания подземных вод. Эти процессы протекают, по-видимому, на всей обширной территории Монголии и обусловлены главным образом ее резко континентальным климатом. Они влияют на режим подземных вод, вызывая ряд изменений в закономерном ходе его, на первый взгляд не связанных с закономерным изменением каких-либо природных факторов, формирующих этот режим, но достаточно быстро выявляющихся при более подробном анализе природной обстановки объекта изучения.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Как мы отмечали, характерной особенностью геологического строения Монголии является широкое развитие на ее территории трещиноватых изверженных и метаморфических пород, слагающих все положительные формы рельефа, и слабо уплотненных мезо-кайнозойских континентальных образований, выполняющих преимущественно межгорные котловины.

Вопрос о поисках воды в трещиноватых породах горноскладчатых стран связан с рядом особенностей, без знания которых невозможно правильное ведение и направление разведочных и эксплуатационных работ на воду, сопровождающихся обычно проходкой буровых скважин. Обводненность трещиноватых пород и запасы подземных вод в них в значительной мере определяются как количеством и шириною трещин, так и протяженностью их в глубину.

Б. Л. Личков считает, что трещины с обильной водой в пределах Украинского кристаллического массива встречаются до глубины 200—210 *м*. Б. К. Терлецкий рекомендует для восточного Казахстана проводить поиски воды в трещиноватых породах только в районе зон дробления и тектонических трещин, так как только эти зоны, по его мнению, являются вместилищами воды. Некоторые американские исследователи считают, что зона выветривания пород, в которой предполагается скопление воды, простирается на глубину до 30 *м*. Ниже этой глубины трещиноватость пород затухает. Ф. П. Саваренский, рассматривая вопрос о простирании трещин на глубину, пишет: «Количество трещин, особенно горизонтальных, уменьшается с глубиною, а ширина их становится меньше. Естественно поэтому, что в верхней зоне трещиноватых пород вода пользуется бо́льшим распространением и больше шансов ее встретить, чем в более глубоких частях массивов, куда достигают лишь некоторые трещины, имеющие достаточные размеры для того, чтобы служить проводниками воды».

Подробно вопрос о связи трещиноватости пород с их обводненностью рассмотрели Д. И. Щеголев и Н. И. Толстихин [232]. На основании обзора

существовавшей на тот период советской и иностранной литературы по гидрогеологии горноскладчатых стран авторы пришли к заключению, что граниты и сходные с ними изверженные породы под действием атмосферных агентов разрушаются и выветриваются на глубину 30 –60 *м* от поверхности. В пределах этой глубины породы обладают значительной трещиноватостью и по отдельным системам трещин с той или иной скоростью циркулирует вода. В тектонических трещинах, распространяющихся на значительную глубину, также может содержаться вода, но найти и подсечь буровой скважиной на глубине такие трещины чрезвычайно трудно из-за сравнительно малого количества этих трещин и очень редкого их обнажения на поверхности.

Рассматривая зависимость обводненности трещиноватых пород от рельефа местности для мелкосопочных районов Северного Казахстана и Восточного Забайкалья, авторы выделили следующие три различные по обводненности зоны: зона А — интенсивной трещиноватости на водоразделе (зона аэрации); циркуляция вод сильная, инфильтрация значительная, большинство трещин временно водоносны, продуктивность скважин временная и воды источников непостоянны; зона В — постоянно циркулирующих вод в породах с ослабленной трещиноватостью в центральной части массива и повышенной вблизи склонов, особенно на южной стороне; у подошвы склонов зеркало вод залегает неглубоко от поверхности земли, здесь наиболее благоприятные результаты при бурении на воду, иногда переливание скважин; зона С — застойных вод медленной циркуляции; трещиноватость пород пониженная, малая производительность скважин. Зона С располагается ниже дна долин.

Наши исследования, выполненные на территории Монголии, показали, что распространение трещин на глубину в значительной мере определяется мощностью наносов, покрывающих скальные породы. С этой целью мы рекомендовали различать неглубокие эрозионные долины, выполненные главным образом четвертичными образованиями небольшой мощности, а также широкие эрозионные и тектонические долины и межгорные котловины, сложенные рыхлыми четвертичными или слабо уплотненными и сцементированными породами мезо-кайнозоя, мощность которых измеряется десятками и сотнями метров.

Скальные породы, залегающие в долинах под покровом рыхлых отложений небольшой мощности, обычно характеризуются повышенной трещиноватостью и обводненностью. Например, трещиноватость гранитов в таких долинах простирается на глубину более 100 *м*. Скважины на воду, заложенные на подобных участках, имеют достаточно высокие дебиты по сравнению со скважинами, пройденными в тех же породах, но в долинах или котловинах с большой мощностью рыхлых четвертичных или слабо уплотненных мезо-кайнозойских отложений. При переходе от долин к водораздельным пространствам водообильность трещиноватых пород постепенно затухает. Скважины, заложенные на склонах возвышенностей, показывают уже гораздо меньшую производительность, чем скважины, пройденные в долинах с небольшой мощностью отложений.

Выход керна при бурении этих скважин составляет около 80%, большинство скважин, пройденных на водораздельных участках, вследствие еще более слабой трещиноватости пород, оказывались или совсем безводными, или настолько маловодными, что практического интереса они не представляли. Например, одна из таких скважин глубиной 85 *м* была пробурена в северо-восточной части Монголии на высоте 856,7 *м*, сложенной гранитами. Трещины в гранитах имели волосной характер и продолжались до глубины около 45 *м*. Вода в скважине была встречена на 30,8 *м* и выкачана в течение нескольких минут. Начальный уровень в скважине восстановился через 12 *ч*, что дает приток воды к ней около 0,006 *л/сек*. Аналогичные результаты получены при бурении скважины на высоте 878,4 *м*. Она также была пройдена в гранитах и имела глубину 73,3 *м*. Волосные трещины наблюдались

до глубины около 30 *м*; ниже граниты оказались настолько монолитными, что керн отрывался буровым станком с большими усилиями, а с глубины от 70 до 73,3 *м* он совсем не был поднят. Скважина воды не встретила. Подобные результаты получены также при бурении еще трех скважин на водораздельных пространствах в этом районе.

Таким образом, в зависимости от рельефа местности в трещиноватых породах выделяются три зоны с различной трещиноватостью и обводненностью пород. Центральная зона, охватывающая водораздельные участки рельефа, характеризуется очень слабой трещиноватостью пород. Трещины встречаются здесь только в верхней, выветрелой их части, приблизительно до глубины 5 *м*, в пределах которой они имеют ширину не более 1—2 *мм*. Ниже ширина трещин сокращается до волосных размеров и на глубине около 25—35 *м* они фактически не встречаются, породы становятся монолитными. Скважины на таких участках практически безводны. Следующая зона приурочена к склонам высот. Она характеризуется более высокой трещиноватостью пород, особенно на склонах южной экспозиции; размер и ширина трещин более значительны, эффективная трещиноватость простирается на глубину 80—100 *м*, дебит скважин довольно постоянный, но невысокий; минерализация подземных вод слабая. Третья зона характеризуется повышенной трещиноватостью и обводненностью пород. Она приурочена к долинам с небольшой мощностью отложений, главным образом четвертичного и реже третичного и мелового возраста. Трещины простираются здесь на глубину до 150 *м*, дебиты скважин обычно высокие, режим родников постоянный, минерализация подземных вод повышенная.

М. П. Запарий, изучая трещиноватость массивно-кристаллических пород аридной части Монголии, также пришел к заключению, что она зависит не только от литологического и минералогического состава пород, характера и интенсивности их трещиноватости, времени воздействия агентов выветривания и экспозиции склона, но и от мощности рыхлых отложений, прикрывающих массивно-кристаллические породы. Подземная вода в трещинах метаморфических пород палеозоя, по его мнению, может быть встречена на глубинах 100—120 *м*, в эффузивных породах и их туфах на 80—100 *м* и в гранитах на 60—80 *м*.

Как видно, выводы этого автора принципиально не противоречат результатам наших исследований.

ВЛИЯНИЕ НЕОТЕКТОНИКИ НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Новейшие тектонические движения оказали существенное влияние на формирование не только химического состава подземных вод, но и их ресурсов. Общее сводовое поднятие территории Монголии, происходившее в неогене и в четвертичное время, привело к улучшению условий дренажа некоторых участков, понижению уровня подземных вод и уменьшению их общих ресурсов. Перехваты отдельных речных и озерных систем, наблюдавшиеся в ряде районов страны, сопровождались также перехватами гидрогеологических водоразделов и изменением направления и, по-видимому, скоростей движения подземных вод. Это общее поднятие территории Монголии осуществлялось постепенно в течение длительного времени, и описанные изменения гидрогеологического режима страны происходили медленно.

Совсем другая картина изменения этих условий наблюдается при быстрых, внезапных перемещениях отдельных участков земной коры, например, при землетрясениях.

Так, по сообщению А. В. Вознесенского [34], землетрясение 1905 г. в северо-западном Хангае сопровождалось сильным фонтанированием воды из ряда образовавшихся трещин, исчезновением ранее существовавших и появлением в других местах новых озер и родников. Как видно на рис. 21, многочисленность и приуроченность родников к основному разлому, обра-

зовавшемуся в результате этого землетрясения, хорошо фиксируется и в настоящее время.

Гидрогеологические наблюдения по району Гоби-Алтайского землетрясения, происшедшего 4/XII 1957 г., более полны, так как геологам удалось посетить этот район и провести там необходимые исследования сразу после землетрясения. В результате землетрясения и связанного с ним общего мгновенного поднятия территории произошло также мгновенное понижение уровня подземных вод в приподнятых участках, что привело к прекращению деятельности ряда родников и снижению уровня воды во многих колодцах. При этом образовалась многочисленная система трещин, проникших местами, видимо, на значительную глубину, что создало новые естественные зоны разгрузки как для близко, так и для глубоко залегающих водоносных горизонтов. Вследствие этого на участках, тяготеющих к трещинам, возникли

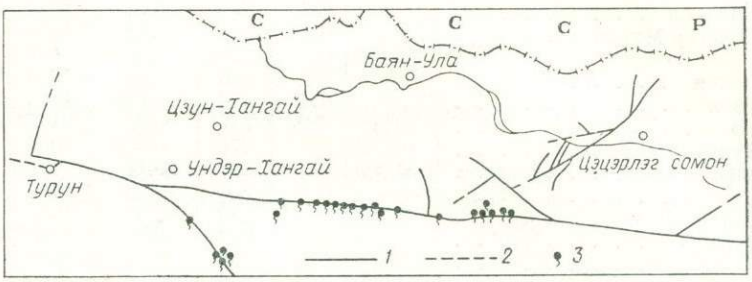


Рис. 21. Выходы родников в зоне главного разлома, образовавшегося во время землетрясения 1905 г. в северо-западном Хангае (сост. В. А. Бобров).

1 — установленные разломы; *2* — предполагаемые разломы; *3* — родники.

многочисленные новые родники, иногда с очень большим дебитом. Вновь появившиеся родники находятся в основном гипсометрически ниже ранее существовавших, так же как и колодцы, в которых наблюдалось существенное повышение уровня воды после землетрясения.

Таким образом, и медленные региональные поднятия больших территорий и мгновенные поднятия отдельных блоков земной коры, происходящие при землетрясениях, в конечном итоге приводят к одному результату. Они вызывают общее понижение уровня подземных вод и связанное с этим уменьшение их ресурсов на данных территориях, а также формирование новых, иногда очень больших, скоплений подземных вод в зонах разлома и прилегающих к ним участков, часто характеризующихся напорным режимом.

Новейшими тектоническими движениями объясняется обилие на территории Монголии разнообразных по химическому составу и температуре минеральных источников, в западной и северной ее частях преимущественно горячих азотных, а в восточной — холодных углекислых. Условия их формирования и особенности химического и газового состава рассмотрены в третьей части настоящей работы.

ОЦЕНКА РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

А. Т. Иванов [56] впервые обобщил материалы по стоку грунтовых вод по различным речным бассейнам Монголии (табл. 34) и оценил ресурсы этих вод. А. Т. Иванов отметил, что коэффициенты стока грунтовых вод очень низки, что объясняется, по его мнению, главным образом климатическими особенностями страны. Основываясь на цифрах (см. табл. 34) для расчетов ресурсов грунтовых вод, он принял следующие коэффициенты стока для различных природных зон страны:

пустынная (75 *мм* осадков)	0,005—0,01 (0,0075)
пустынно-степная (175 *мм* осадков)	0,01—0,03 (0,02)
степная (225 *мм* осадков)	0,03—0,05 (0,04)
лесостепная (250 *мм* осадков)	0,05—0,1 (0,075)

Таблица 34

Коэффициенты стока грунтовых вод по речным бассейнам и родникам

Название реки	Площадь водосбора, км²	Модуль грунтового питания, л/сек на 1 км²	Среднеголовое количество осадков, мм	Коэффициент стока грунтовых вод	Год	Автор исходных данных
Селенга	—	0,6	300	0,06	1943	П. С. Кузин
»	138 500	0,6	300	0,06	1951	Н. Т. Кузнецов
»	70 000	0,5	300	0,05	1951	То же
»	96 100	0,65	300	0,07	1951	»
Идэр	—	0,7	250	0,20	1943	П. С. Кузин
»	22 500	0,9	250	0,12	1951	Н. Т. Кузнецов
Ури-Гол	—	0,6	250	0,07	1943	П. С. Кузин
Дэльгэр-Мурэн	—	0,27	250	0,03	1943	То же
»	27 100	0,5	250	0,06	1951	Н. Т. Кузнецов
Орхон	—	0,3	300	0,03	1943	П. С. Кузин
Тола	—	0,22	270	0,028	1943	То же
»	50 300	0,15	270	0,02	9151	Н. Т. Кузнецов
Чулуту-Гол	19 800	0,4	270	0,045	1951	То же
Энгин-Гол	42 300	1,1	270	0,12	1951	»
Хара	—	0,33	300	0,03	1942	П. С. Кузин
Тацаин-Гол	1 800	0,35	210	0,05	1949	Н. Т. Кузнецов
Туйн-Гол	3 000	1,16	220	0,16	1949	П. А. Деревянко
»	7 000	1,12	220	0,15	1949	То же
Байдарик	16 000	0,44	220	0,06	1949	»
Онгин-Гол	3 000	1,0	200	0,14	1949	»
Цаган-Гол	1 000	0,25	150	0,05	1949	А. Т. Иванов
Булгун-Гол	12 000	0,33	200	0,05	1949	То же
Бучжин-Гол	150	0,5	200	0,08	1949	»
Бодончиин-Гол	3 175	0,18	200	0,03	1949	»
Уйэнги-Гол	1 650	0,08	200	0,012	1949	»
Шаргаин-Гол	3 500	0,09	150	0,02	1949	»
Гурван-Сайхан (родники)	3 150	0,023	100	0,006	1933	А. А. Маккавеев
Цойрен (родники)	8 000	0,03	150	0,006	1950	А. Т. Иванов
Байшинту (родники)	2 700	0,06	180	0,01	1950	То же
Сайн-Шанд (родники)	2 150	0,02	100	0,008	1950	»

На основании этих данных А. Т. Иванов определил, что сток грунтовых вод на площади 998 302 $км^2$, включающей Восточно-Монгольский, Хэнтэйско-Хангайский, Гобийский и Алтайский природно-экономические районы, составляет 5581 $м^3$ в год, что, по его расчетам, значительно превышает возможные потребности различных отраслей народного хозяйства в воде даже при учете перспектив их дальнейшего развития.

Что касается артезианских вод межгорных котловин Монголии, то в связи с очень слабой изученностью их в работе А. Т. Иванова мы находим лишь общую характеристику обводненности слагающих их пород без подсчета возможных ресурсов вод, содержащихся в этих породах. Однако он отмечает, что ресурсы артезианских вод вполне достаточны для водопоя скота, а обводненность пород обеспечивает необходимую для этого производительность скважин на воду. Принципиально соглашаясь с данным выводом А. Т. Иванова, следует лишь добавить, что основные ресурсы артезианских вод в межгорных котловинах Монголии, причем лучших по качеству, формируются в прибортовых частях их, характеризующихся, как правило, грубым составом слагающих водоносные горизонты пород и близостью областей питания их. При организации поисковых работ на воду для различных народнохозяйственных целей во всех случаях, где это представится возможным, на такие участки необходимо обращать внимание в первую очередь.

ГЛАВА VII

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Как видно из изложенного, на описываемой территории совершенно четко выделяются два основных типа подземных вод — грунтовые и артезианские, химический состав, ресурсы и режим которых формируются под влиянием резко отличных природных факторов. В пространственном распространении их также наблюдаются определенные закономерности — артезианские воды приурочены преимущественно к многочисленным межгорным котловинам, выполненным мезо-кайнозойскими континентальными отложениями, грунтовые — к коре и к зоне выветривания коренных пород, слагающих все горноскладчатые области Монголии, а также к покрову четвертичных отложений.

Естественно, что гидрогеологическое районирование Монголии с научной и с практической точек зрения целесообразно провести путем выделения соответствующих участков, характеризующихся преимущественным распространением грунтовых и артезианских вод, так как только при таком районировании можно наиболее полно раскрыть гидрогеологическую структуру территории Монголии и ответить на ряд практических вопросов, связанных с использованием подземных вод в различных отраслях народного хозяйства.

В соответствии с этим на территории Монголии выделены следующие гидрогеологические районы (рис. 22):

1) район преимущественного распространения грунтовых вод Хангайско-Хэнтэйской гидрогеологической горноскладчатой области;

2) район преимущественного распространения грунтовых вод Монгольско-Алтайской и Гоби-Тянь-Шаньской гидрогеологических горноскладчатых областей;

3) район преимущественного распространения артезианских вод межгорных котловин с участками развития грунтовых вод на положительных межкотловинных структурах.

Выделяя районы преимущественного распространения грунтовых вод гидрогеологических горноскладчатых областей Монголии, следует отметить, что в пределах этих областей, помимо трещинно-грунтовых и порово-грунтовых вод, заключены также трещинно-напорные и трещинно-жильные воды, а также отдельные карстовые бассейны и небольшие артезианские бассейны. К сожалению, гидрогеология страны в настоящее время мало изучена, что не позволяет выделить в горных областях районы распространения карстовых, трещинно-жильных и других подземных вод, как это сделано для некоторых районов СССР.

Необходимо также учитывать, что в районах преимущественного распространения артезианских вод имеются и грунтовые воды как четвертичных отложений, так и коренных пород. В основании артезианских бассейнов

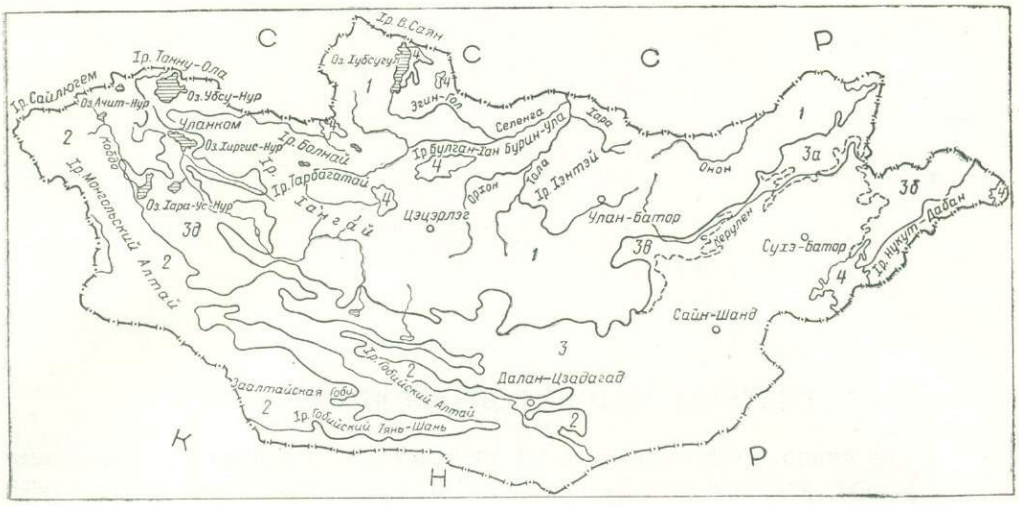


Рис. 22. Схема гидрогеологического районирования территории Монгольской Народной Республики (сост. Н. А. Маринов).

Гидрогеологические районы: *1* — преимущественного распространения грунтовых вод Хангайско-Хэнтэйской горноскладчатой области; *2* — преимущественного распространения грунтовых вод Монгольско-Алтайской и Гоби-Тянь-Шаньской горноскладчатой области, *3* — преимущественного распространения артезианских вод межгорных котловин с участками развития грунтовых вод на положительных межкотловинных структурах; подрайоны: *3а* — Чойбалсанский, *3б* — Тамцагский, *3в* — Нилгинский, *3г* — Гобийский, *3д* — котловины Больших озер, *4* — наложенных структур кайнозойских плато-базальтов (вулканогенных супербассейнов).

в их фундаменте залегают трещинно-напорные воды, в том числе и напорные трещинно-жильные воды, которые иногда заключены и в чехле артезианских бассейнов.

В особый четвертый тип гидрогеологических районов выделены районы распространения вод третично-четвертичных эффузивов [1].

1. Район преимущественного распространения грунтовых вод Хангайско-Хэнтэйской гидрогеологической горноскладчатой области

Этот большой и сложный гидрогеологический район занимает северную часть Монголии, включая горные сооружения Хэнтэя на востоке и Хангайского нагорья на западе.

Южная граница района проходит по подножью названных горных стран, имея весьма извилистые очертания, что обусловлено вклиниванием в его пределы небольших тектонических депрессий, выполненных мезо-кайнозойскими отложениями, содержащими преимущественно напорные воды (артезианские бассейны).

Этот гидрогеологический район, испытавший на протяжении огромного промежутка времени — с конца палеозоя и до наших дней — тенденцию

[1] Эти районы являются вулканогенными супербассейнами, располагающимися как в пределах гидрогеологических горноскладчатых областей, так и артезианских бассейнов. Вулканогенные супербассейны образуют верхний более или менее самостоятельный в гидрогеологическом отношении этаж (*дополнение ред. — Н. Т.*).

к относительному поднятию, в настоящее время высоко приподнят и расчленен. Отдельные вершины Хэнтэя поднимаются до 2300—2800 *м* над уровнем моря; относительные превышения хребтов над долинами достигают местами 700—800 *м*. Хребты и отдельные вершины Хангайского нагорья поднимаются еще выше — от 2000 до 3800 *м*, а вершина самой высокой горы — Отхон-Тэнгри достигает более 4000 *м* над уровнем моря.

Бóльшая часть этого гидрогеологического района находится в области отрицательных среднегодовых температур, которые от нулевой изотермы на юге понижаются до —4° С в Хангайском нагорье. Среднее годовое количество выпадающих здесь осадков колеблется от 200 до 300—400 *мм*, т. е. здесь оно самое максимальное по сравнению с остальной территорией Монголии. Эти особенности климата в сочетании с рельефом района создают условия, благоприятные для формирования большого количества родников и густой гидрографической сети, от последовательного слияния которой образуются основные водные артерии страны — Селенга, Онон и Керулен.

В районе широко развиты многолетнемерзлые породы, приуроченные главным образом к долинам рек и небольшим озерным котловинам. Максимально они распространены в долинах северной части района, минимально — на юге его.

Мощность зоны промороженных пород в отдельных местах более 40 *м*, но чаще не превышает 25—30 *м*. Характерно, что промерзлы породы не только четвертичного возраста, выполняющие речные долины, но и третичного, местами меловые, развитые в межгорных понижениях.

Геологическое строение района чрезвычайно сложное. Здесь широко распространены преимущественно осадочно-метаморфические и интрузивные образования докембрия и палеозоя. В составе первых наблюдается пестрая гамма пород, состоящих из различных метаморфических сланцев и песчаников, гнейсов, реже мраморизованных известняков, конгломератов и метаэффузивов. Палеозойские и допалеозойские интрузии представлены преимущественно гранито-гнейсами, гранитами, грано-диоритами и диоритами и значительно меньше сиенитами, грано-сиенитами, породами ультраосновного ряда и некоторыми другими разностями. Довольно разнообразна гамма и мезо-кайнозойских пород. Они представлены огромными полями порфиритовых и андезито-базальтовых лав, а также полями кислых эффузивов юры с резко подчиненными им горизонтами песчаников и конгломератов, в Прихубсугулье — кайнозойскими плато-базальтами [1]. Немногочисленные межгорные котловины, расположенные в различных местах этого обширного региона, выполнены в основном юрскими, меловыми и реже третичными континентальными образованиями, а речные долины — рыхлыми аллювиальными отложениями.

Одно перечисление этого длинного списка стратиграфических комплексов, составляющих основной фон района, свидетельствует и о сложных гидрогеологических условиях его. Здесь широко распространены гидрогеологические формации песчанико-сланцевых пород палеозоя, карбонатных пород докембрия и палеозоя[2], метаморфических пород докембрия, эффузивных пород докайнозоя, гранитоидных пород, мезо-кайнозойских отложений, водоносного комплекса четвертичных отложений и кайнозойских плато-базальтов.

В трещиноватых породах, преимущественно распространенных в пределах описываемого гидрогеологического района, подземные воды накапливаются и движутся по трещинам, образовавшимся в результате тектонических подвижек и сложного взаимодействия различных агентов выветривания и денудации.

---

[1] Вулканогенные супербассейны (*прим. ред. — Н. Т.*).
[2] Карстовые бассейны (*прим. ред. — Н. Т.*).

По данным бурения скважин на воду, средняя глубина распространения трещин, в которых может накопляться и передвигаться вода, определяется в 60—70 *м* (от поверхности земли). Она минимальна на водораздельных пространствах и максимальна в бортовых частях долин или озерных котловин. Однако в некоторых местах вода вскрыта в трещиноватых породах на глубине 100—120 *м* и даже 200—250 *м* (район Улан-Батора). Но такие выявленные бурением скважин места относительно редки и почти всегда приурочены к зонам тектонических нарушений, в пределах которых породы характеризуются повышенной трещиноватостью и обводненностью.

Сложные тектонические взаимоотношения пород одного стратиграфического комплекса с другим и наличие взаимно пересекающихся трещин, особенно интенсивно развитых в верхней части земной коры, в пределах первых двух-трех десятков метров, создают такие условия, при которых воды одного водоносного комплекса или гидрогеологической формации могут свободно проникать в воды другого комплекса или другой формации, если между ними существует разность потенциалов. Эта взаимосвязь водоносных комплексов или гидрогеологических формаций вследствие существования связной системы трещин является одной из характерных черт гидрогеологии не только описываемого горноскладчатого района, но и других, подобных ему районов.

Область питания грунтовых вод Хэнтэйско-Хангайского района совпадает с областью их распространения. Основные их запасы образуются за счет инфильтрации атмосферных осадков. Просачиванию их на глубину, как уже отмечалось, способствуют: значительная трещиноватость пород, особенно вблизи поверхности земли; незначительный по мощности прерывистый чехол четвертичных образований, покрывающий возвышенности и их склоны; мягкий сглаженный рельеф местности, даже на высоко приподнятых участках. Большое значение для пополнения запасов грунтовых вод района имеют процессы конденсации влаги из атмосферы воздуха.

Глубина залегания грунтовых вод в трещиноватых породах этого района значительно колеблется. В бортовых частях долин, где заложено большинство скважин, она не превышает 10—15 *м*, редко выше. В речных долинах грунтовые воды в аллювиальных отложениях вскрываются на глубине от 2 до 15 *м*.

Дебит водопунктов, связанных с гидрогеологическими формациями песчанико-сланцевых пород палеозоя, интрузивных, эффузивных, карбонатных и других трещиноватых пород, обычно колеблется в широких пределах, завися от характера и распределения трещин, рельефа местности, площади водосбора, климата и других природных факторов.

Наиболее высокопроизводительные родники находятся в северной части этого района, в горах Прихубсугулья, в центральной части Хангая и Хэнтэя, где выпадает относительно много атмосферных осадков. Дебит отдельных родников достигает здесь 50 *л/сек*, часты родники с дебитом 20, 10 и 5 *л/сек*. По направлению на юг, восток и запад от указанных регионов дебит родников существенно уменьшается.

Буровые колодцы, сооруженные на водораздельных пространствах или высоко на склонах, характеризуются очень незначительным дебитом и часто оказываются практически безводными. Буровые колодцы, заложенные в основании склонов долин, озерных котловин или в депрессиях, где небольшая мощность четвертичных отложений отличается, как правило, повышенными водопритоками. Статистическая обработка материалов по буровым колодцам описываемого района показала, что буровые колодцы, заложенные в гидрогеологической формации песчанико-сланцевых пород палеозоя, при средней глубине 52,11 *м* имеют средний дебит 1,31 *л/сек* при среднем снижении уровня воды на 14,59 *м*. Крайние значения дебита — 0,07—6,6 *л/сек*.

В гидрогеологической формации карбонатных пород данного района пробурена лишь одна скважина глубиною около 45 *м*, дебит ее 0,4 *л/сек*

при снижении уровня воды на 13,5 *м*. По результатам бурения одной скважины нельзя судить о степени обводненности этих пород на всей площади их распространения в описываемом районе.

Средняя глубина скважин, пройденных в гидрогеологической формации гранитоидных пород, составляет 53,2 *м*, а дебит — 1,2 *л/сек* при среднем снижении уровня воды на 27 *м*. Если исходить из последней цифры, которая почти в 2 раза превышает величину среднего снижения уровня воды в песчанико-сланцевых породах палеозоя, то эти породы по сравнению с гранитами представляются более обводненными. Действительно, если обратиться к крайним значениям дебита скважин, получающих воду из гранитов, то они колеблются от 0,03 до 3,61 *л/сек*, т. е. также в 2 раза меньше.

Широко распространены в пределах описываемого гидрогеологического района подземные воды гидрогеологической формации эффузивных пород. В них, особенно на востоке района, пробурено на воду значительное количество скважин. Средняя глубина скважин 51,06 *м*, а дебит — 1,52 *л/сек* при среднем снижении уровня воды на 11,04 *м*. Дебит скважин по сравнению с дебитом скважин, пройденных в других гидрогеологических формациях, здесь более равномерен: его крайние значения колеблются от 0,1 до 3,44 *л/сек*. Таким образом, по сравнению с породами других гидрогеологических формаций описываемые породы наиболее обводнены, что, по-видимому, объясняется особенностями геологического строения эффузивной толщи.

Гидрогеологическая формация мезо-кайнозойских континентальных отложений распространена здесь незначительно. Она приурочена к небольшим межгорным котловинам, где образует малые местного значения артезианские бассейны, и к некоторым древним речным долинам. Породы этой формации характеризуются неоднородной и в целом небольшой обводненностью и только в местах прохождения зон тектонических нарушений они сильно обводнены. Так, например, скважины, пройденные в Мандальской котловине, севернее Улан-Батора, имели дебит до 20 *л/сек*.

Однако наибольшее значение в описываемом гидрогеологическом районе имеют грунтовые воды, формирующиеся в четвертичных отложениях, выполняющих многочисленные речные долины. Водовмещающими являются гравийно-галечные отложения, пески, супеси и суглинки, содержащие иногда линзы и отдельные горизонты глин. Залегающие на небольшой глубине (около 2—3 *м*) воды этих отложений широко используются для водоснабжения аратских хозяйств, а также для водоснабжения крупных городов, промышленных предприятий и отдельных населенных пунктов. В частности, на эксплуатации аллювиальных вод долины Толы основано водоснабжение Улан-Батора. Аллювиальными водами долины р. Цэнхэр-Гол обеспечивалось водоснабжение горнообогатительного комбината Модото. Буровые колодцы, построенные в этих отложениях, обычно характеризуются высоким дебитом. Так, например, колодцы, построенные в долине Улдзы в одноименном поселке, имеют дебит более 5 *л/сек*; колодцы, сооруженные около Чойбалсана в долине Керулена, дают до 12 *л/сек*, а в долине ее левого притока — Цэнхэр-Гола до 45 *л/сек*. Скважины, пробуренные для водоснабжения Улан-Батора в долине Толы, имеют средний дебит около 3 *л/сек*, но некоторые из них, заложенные в пойменной части долины, дают до 20—25 *л/сек*.

Химический состав подземных вод, образующихся в различных частях этого района, неодинаков. Например, грунтовые воды, формирующиеся на водораздельных пространствах хребтов и в горных россыпях, имеют минимальную минерализацию — около 0,05—0,07 *г/л*. Они гидрокарбонатно-кремнеземные и очень пресные. Ниже зоны гидрокарбонатно-кремнеземных вод располагаются сульфатно-гидрокарбонатные, натриево-кальциевые воды, образующиеся в результате взаимодействия атмосферных осадков, содержащих углекислоту, с осадочно-метаморфическими, эффузивными и интрузивными породами, составляющими основной фон района. Минерализация этих вод вследствие более длительного соприкосновения их с водовмещающими

породами и удлинения путей фильтрации более значительна и достигает 0,2—0,3 *г/л* при общей жесткости, не превышающей 3—4 *мг-экв*. Аналогичную воду содержат и аллювиальные отложения.

Эксплуатация подземных вод этого района осуществляется буровыми и копаными колодцами. Первые сооружаются обычно в крупных поселениях. Все аратское население для питьевых и хозяйственных целей добывает подземную воду при помощи неглубоких шахтных колодцев. Их закладывают обычно в бортовых или центральных частях долин, в местах неглубокого залегания подземных вод. Средняя глубина колодцев не превышает 2—3 *м*, а их дебит — 0,5 и реже 1 *л/сек*.

2. Район преимущественного распространения грунтовых вод Монгольско-Алтайской и Гоби-Тянь-Шаньской гидрогеологической горноскладчатой области

Этот гидрогеологический район представляет собой высокоприподнятую горную страну, вершины которой в северо-западной части поднимаются до 4653 *м* (Табын-Богдо-Ола) и покрыты вечными снегами. В юго-восточном направлении высоты Монгольского Алтая постепенно снижаются, снежники исчезают и появляется ряд самостоятельных горных кряжей, которые в совокупности составляют Гобийский Алтай.

Максимальное количество осадков — 300 *мм* выпадает на северо-западе в пределах наиболее приподнятой части горной страны. В юго-восточном направлении количество осадков постепенно снижается до 150 *мм*, а на южных склонах гор — до 100 *мм* в год. В этом же направлении наблюдается и повышение среднегодовых температур воздуха, которые от —3° С на западе поднимаются до +3° С на юго-востоке.

Описываемые гидрогеологические районы находятся в области развития зоны многолетнемерзлых пород, сохранение которой обусловлено здесь, по-видимому, большой высотой местности и на значительной части ее отрицательными среднегодовыми температурами воздуха. Зона многолетнемерзлых пород мощностью до 10 *м* имеет островное распространение, будучи приурочена главным образом к долинам северной экспозиции.

В соответствии с распределением осадков распределена и гидрографическая сеть. Она максимально развита в северо-западной части района, лучше орошаемой атмосферной влагой и покрытой вечными снегами. На юго-западе постоянно действующей гидрографической сети нет. Она представлена здесь короткими горными речками, в которых водоток появляется в периоды выпадения атмосферных осадков.

Геологическое строение района сложное. Здесь широко распространены различного возраста интрузивные, эффузивные и осадочно-метаморфические породы палеозоя. Интрузивные и эффузивные породы представлены гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, порфиритами, а осадочно-метаморфические — различными кристаллическими сланцами, песчаниками, метаэффузивами, мраморизованными известняками, кварцитами и яшмами. Мезо-кайнозойские образования распространены незначительно — выстилают немногие межгорные котловины. Они представлены преимущественно отложениями третичного возраста.

В гидрогеологическом отношении этот район изучен чрезвычайно слабо. Можно лишь отметить, что, как и в предыдущем районе, широко распространены здесь грунтовые воды, формирующиеся в трещиноватой зоне перечисленных выше стратиграфических комплексов. Однако из-за большой высокогорности страны и малой доступности, а также вследствие трудной добычи подземных вод из трещиноватых пород эти воды не имеют большого значения для водоснабжения аратских хозяйств. Более важны здесь воды, формирующиеся в четвертичных отложениях, выполняющих многочисленные долины Монгольского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня. К этим долинам, как правило, бывают приурочены и выходы родниковых вод, особенно мно-

гочисленные в северо-западной части района. Глубина залегания подземных вод в четвертичных отложениях колеблется от 1 до 2—3 *м* и редко более, благодаря чему возможна эксплуатация их при помощи неглубоких копаных колодцев.

Минерализация подземных вод района на большей площади — меньше 1 *г/л*, лишь восточнее меридиана Юсун-Булака в области недостаточного увлажнения встречаются родники и колодцы с минерализацией воды выше 1 *г/л*.

С северо-запада на юго-восток изменяется и химический состав подземных вод. В северо-западной части района распространены преимущественно бикарбонатные кальциевые воды. Восточнее Юсун-Булакского меридиана заметную роль в составе ионов начинают играть сульфаты и реже хлориды, а из катионов — натрий, вследствие чего воды из гидрокарбонатных кальциевых постепенно переходят в гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые, а во впадинах и котловинах — в сульфатно-хлоридные натриевые и в хлоридные натриевые.

В заключение отметим, что немаловажное значение для водоснабжения в северо-западной части его имеют, по-видимому, многочисленные речные потоки, воды которых слабо минерализованы и пригодны не только для хозяйственных, но и для питьевых нужд.

3. Район преимущественного распространения артезианских вод межгорных котловин с участками развития грунтовых вод на положительных межкотловинных структурах

Этот гидрогеологический район занимает большую территорию главным образом южной части Монголии, включающую Восточно-Монгольскую равнину, пустынно-степные пространства Гоби, Гобийскую долину и Котловину Больших озер. В очерченных границах район распространения артезианских вод[1] имеет дугообразную форму с относительно простой границей в восточной части и очень сложной в западной, обусловленной глубоким проникновением в него горных возвышенностей Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня.

Основным фоном описываемого сложного района (артезианской области) являются многочисленные межгорные котловины, выполненные мезо-кайнозойскими континентальными отложениями и содержащие преимущественно напорные артезианские воды. Разделяющие артезианские бассейны горные массивы сложены различными по возрасту в основном скальными породами, в коре выветривания которых формируются безнапорные грунтовые воды. В тектоническом отношении эти участки представляют в большинстве своем горстовые образования, которые, будучи приподнятыми относительно межгорных артезианских бассейнов, служат для них областями питания, и с их стороны осуществляется подток обычно пресных подземных вод сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава.

Запасы грунтовых вод положительных межкотловинных структур пополняются за счет инфильтрации атмосферных осадков и конденсации влаги из атмосферы воздуха. Глубина залегания их изменяется в очень широких пределах и определяется главным образом степенью эрозионного расчленения этих структур и характером трещиноватости слагающих пород. В овражно-балочных долинах и в краевых частях горных возвышенностей они обычно залегают на глубине 2—5 *м*, где вскрываются многочисленными колодцами и буровыми скважинами. К этим участкам, как правило, бывают приурочены и выходы родников. Дебиты колодцев и родников, расположенных в долинах и в основании склонов возвышенностей, часто достигают несколь-

---

[1] Область артезианских бассейнов Монголии (*прим. ред. — Н. Т.*).

ких литров в секунду. Водопункты же, находящиеся высоко на склонах возвышенностей, имеют значительно меньшие дебиты.

Водораздельные пространства описываемых структур можно считать практически безводными. В распределении минерализации грунтовых вод наблюдается определенная закономерность — весьма пресные гидрокарбонатные кальциевые воды формируются высоко в горах, а сульфатно-гидрокарбонатные, натрйево-кальциевые, более высокой минерализации, — в породах, слагающих склоны возвышенностей. Однако грунтовые воды минерализации более 1 *г/л* в межкотловинных структурах встречаются редко.

Мезо-кайнозойские артезианские бассейны описываемого района сложены различными, обычно слабо уплотненными, песчаниками, песками, рыхлыми и плотными конгломератами, углями, глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, известняково-мергелистыми образованиями и глинами. Вещественный состав пород свидетельствует о том, что они образовались в результате разрушения окружающих ту или иную депрессию высот, это подтверждается также распределением фаций осадков внутри отдельных котловин. Грубые осадки в виде песков и галечников, превратившихся впоследствии в конгломераты и песчаники, отлагались, как правило, в краевых частях последних, а более тонкий материал, из которого образовались различные глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, глины и известняково-мергелистые породы, отлагался в центральных частях бассейнов.

Другой характерной особенностью разреза мезо-кайнозоя является повышенное содержание солей в породах, составляющих верхнюю его часть, что свидетельствует о некотором осолонении бассейнов осадконакопления к концу их существования, это также подтверждается и фауной, принадлежащей здесь к солоноватоводным формам. Дислоцированы мезо-кайнозойские отложения слабо. Они создают обычно пологие мульдообразные складки, осложненные дизъюнктивными нарушениями и поэтому с более крутыми углами падения пород лишь в местах причленения их к горным массивам.

Четвертичные отложения выполняют почти каждую межгорную котловину, где залегают на различных горизонтах мезо-кайнозоя и имеют мощность до 10—15 *м*. Вода в них находится близко от дневной поверхности и благодаря легкости извлечения ее при помощи неглубоких копаных колодцев широко используется местным населением для питьевых и хозяйственных нужд. Обычно колодцы закладываются аратами в краевых частях котловин, где вода слабо минерализована. В центральных частях котловин колодцы встречаются редко, так как вода здесь очень часто бывает сильно минерализована и непригодна не только для питья, но иногда и для водопоя скота.

Артезианские воды мезо-кайнозойских отложений редко выходят на поверхность в виде родников. В краевых частях бассейнов первый от поверхности водоносный горизонт артезианских вод залегает обычно на глубине 15—20 *м*, а иногда 50—60 *м* и более. По направлению к центральным частям впадин глубина залегания этого горизонта увеличивается и в некоторых из них составляет несколько сотен метров, как, например, в пределах Дзун-Баинской депрессионной зоны.

В большинстве котловин артезианские воды отличаются сравнительно высокой минерализацией, особенно в нижних горизонтах мезо-кайнозойской толщи. В верхних горизонтах, в некоторых бассейнах достаточно хорошо промытых, артезианские воды имеют обычно невысокую минерализацию и с успехом используются для питьевых целей населения и водопоя скота. Общая закономерность, характерная почти для всех артезианских бассейнов, которую надо учитывать при организации водоснабжения, заключается в наличии пресных вод в прибортовых частях межгорных котловин. Воды эти поступают со стороны горных массивов, обрамляющих котловины.

По условиям подземного стока большая часть восточномонгольских артезианских бассейнов принадлежит бассейну Амура, западномонголь-

ские — системе депрессий Котловины Больших озер, южномонгольские — по-видимому, котловине с оз. Гашун-Нур, находящейся на территории Китая. Артезианские бассейны первого гидрогеологического района приурочены к бассейну Селенги.

Централизованное водоснабжение населенных пунктов и отдельных промышленных предприятий, использующих артезианскую воду мезо-кайнозойских отложений межгорных котловин, осуществляется главным образом при помощи буровых колодцев.

По степени относительной изученности в пределах этого большого и сложного гидрогеологического района можно выделить следующие подрайоны: Чойбалсанский (*3а*), Тамцагский (*3б*), Нилгинский (*3в*), Гобийский (*3г*) и Котловины Больших озер (*3д*). Рассмотрим их более подробно.

3а. Чойбалсанский подрайон находится на крайнем северо-востоке Монголии. Он занимает большую площадь, вытянутую в северо-восточном направлении. Северная граница его — восточная оконечность Хангайско-Хэнтэйского гидрогеологического района, южная, довольно сложной конфигурации, проходит по всхолмленным степным пространствам, сложенным гранитами и верхнеюрскими эффузивно-туфогенными образованиями. На юго-западе описываемый подрайон достигает долины Керулена, а на северо-востоке выходит за пределы государственных границ МНР с КНР и СССР.

Геологическое строение и гидрогеологические условия подрайона весьма сложные. Основным стратиграфическим комплексом его являются нижнемеловые отложения, распространенные повсеместно. Они представлены отложениями шарилинской, цаганцабской и дзунбаинской свит. Вследствие сложного тектонического строения подрайона мощность этих отложений не одинакова в различных его частях. Так, например, на Сумийн-Нурской площади она колеблется от 860 до 1000 *м*. Залегают эти отложения здесь на гранитах. На Сенокосной площади, расположенной в 50 *км* северо-западнее Чойбалсана, неполная мощность нижнемеловых отложений превышает 1000 *м*. В пределах всего района существенным элементом нижнемелового комплекса являются эффузивные породы, представленные главным образом андезито-базальтами, реже базальтами и порфиритами.

На нижнемеловых отложениях с размывом и несогласием залегают третичные отложения, распространенные в юго-западной части подрайона. Заканчивается разрез четвертичными отложениями, среди которых важное значение имеют аллювиальные образования долины Керулена, содержащие мощный поток грунтовых пресных вод.

Помимо описанных геологических образований, в разных местах подрайона на поверхность выступают небольшие массивы гранитов, не играющих, однако, существенной роли в распределении и формировании ресурсов и химического состава его подземных вод.

Основной водоносный комплекс подрайона — нижнемеловой. Однако он изучен чрезвычайно слабо и неравномерно. Глубокие горизонты комплекса пока совсем не изучены. Результаты проходки редких скважин в северо-восточной части подрайона показали, что дебит мелких (глубиной преимущественно до 100 *м*) скважин изменяется от 0,3 до 1 *л/сек*, некоторые скважины имеют максимально возможный дебит — до 6 *л/сек*. Вода характеризуется слабым напором и довольно высокой минерализацией — от 1,7 до 4,3 *г/л*. В юго-западной части подрайона нижнемеловые воды эксплуатируются для пастбищного водоснабжения; здесь построены многочисленные шахтные колодцы, кроме того, пройдено несколько буровых скважин для водоснабжения небольших населенных пунктов. Максимальный дебит — 6 *л/сек* при снижении уровня воды на 0,1 *м* дала скважина, пробуренная в угленосных отложениях Баян-Булакского угольного месторождения. Остальные скважины имели дебит в несколько раз меньший. Вода в нижнемеловых отложениях залегает здесь на глубине от 12,8 до 41,5 *м*, слабо минерализована и по составу хлоридно-гидрокарбонатная кальциево-натриевая.

Воды третичных отложений широко эксплуатируются многочисленными скважинами в Чойбалсане. Дебит скважин колеблется от 1 до 30 *л/сек*, вода пресная, преимущественно хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатная натриево-кальциевая. Воды аллювиальных отложений долины Керулена высококачественные, но до сих пор используются очень слабо.

На основе краткой характеристики Чойбалсанский подрайон можно считать достаточно хорошо обеспеченным подземными водами для различных отраслей народного хозяйства.

3б. Тамцагский подрайон находится на крайнем востоке страны. Он занимает площадь около 28 000 *км*^{2}, расположенную юго-западнее оз. Буир-Нур. В этом подрайоне широко распространены подземные воды, формирующиеся в третичных отложениях. Так, например, на эксплуатации этих вод основано водоснабжение поселков Тамцаг-Булак, Улан-Цирик, Бирута, Югодзыр и ряда более мелких. В этих отложениях выявлено несколько водоносных горизонтов, первый свободный, а нижележащие — напорные, разделенные мощными толщами глин в центральной части бассейна и гидравлически связанные между собой в краевой. Обводненность пород разнообразна. Наряду с высокопроизводительными скважинами с дебитом по 10—11 *л/сек* встречаются малодебитные скважины, дающие 0,3—1 *л/сек* воды.

В большинстве скважин, особенно находящихся в северной части подрайона, вода имеет достаточно высокую минерализацию — 4—6 *г/л* сухого остатка; состав воды хлоридно-сульфатный, кальциево-натриевый. Опреснение первого от поверхности водоносного горизонта третичной толщи наблюдается в юго-западной части подрайона, где этот горизонт причленяется к окружающим Тамцагскую депрессию возвышенностям хр. Нукут-Дабан, со стороны которого происходит подток пресных подземных вод. Зона опресненных вод данного горизонта протягивается узкой полосой вдоль хребта примерно до 117 меридиана на востоке, далее она постепенно выклинивается.

Под водоносным комплексом третичных отложений залегает нижнемеловой. Однако обводненность составляющих его пород практически не изучена. По имеющимся данным известно, что в указанных отложениях формируются напорные воды, пьезометрический уровень которых местами поднимается выше поверхности земли, хотя дебит скважин при этом лишь около 0,2 *л/сек*. Состав воды хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, минерализация изменяется от 1,4 до 3,4 *г/л*, т. е. ниже минерализации подземных вод, формирующихся в третичных отложениях. В уменьшении минерализации подземных вод и в изменении их состава с хлоридно-сульфатного кальциево-натриевого на хлоридно-гидрокарбонатный натриевый заключается одна из особенностей описываемого гидрогеологического подрайона. Заканчивая краткую характеристику его, отметим, что этот подрайон отличается от предыдущего более широким развитием солоноватых вод, вследствие чего решать вопросы водоснабжения здесь часто бывает трудно.

3в. Нилгинский подрайон находится юго-восточнее Улан-Батора в верховьях Керулена. Он имеет неправильную форму, вытянутую в направлении, близком к широтному.

В пределах подрайона распространен главным образом меловой водоносный комплекс, водовмещающие породы которого представлены дзунбаинской свитой и осадочно-эффузивной толщей цаганцабской свиты общей мощностью более 1250 *м*. Однако установлена водоносность лишь верхней части разреза этих отложений примерно до глубины 250 *м*, обводненность более глубоких горизонтов нижнего мела не изучена. В пределах указанных глубин в данных отложениях на различных интервалах разреза встречены высоконапорные воды с пьезометрическим уровнем, поднимавшимся выше поверхности земли на несколько метров, причем на некоторых структурах дебит скважин при самоизливе достигал 3,5 *л/сек*. Характерно для этого подрайона уменьшение минерализации нижнемеловых вод с глубиной. Так, если на Тугурикской структуре минерализация воды колеблется

от 4,1 до 4,3 *г/л*, то на Керуленской она снижается до 1 *г/л*, а на Хумултейнской на глубине от 893 до 1002 *м* — до 1—2 *г/л*. Высокоминерализованные воды имеют преимущественно хлоридно-натриевый состав, менее минерализованные глубокие воды относятся к смешанному хлоридно-гидрокарбонатному кальциево-натриевому типу. Жесткость воды умеренная.

Помимо мелового водоносного комплекса, в пределах этого подрайона незначительно развиты третичный и четвертичный водоносные комплексы. Первый распространен в крайней восточной части его, где он эксплуатируется несколькими скважинами в Ундэр-Хане и залегает под четвертичными отложениями на глубине 25—30 *м*. Водовмещающие породы третичного комплекса представлены песчаниками и гравийно-галечными песками, достаточно хорошо обводненными. Скважины, пройденные в этих породах, имеют дебит до 5—6 *л/сек*; вода относится к сульфатно-гидрокарбонатному щелочноземельно-натриевому типу, пресная.

Четвертичный водоносный комплекс распространен по долине Керулена. Он представлен древними и современными аллювиальными отложениями, в которых формируется мощный поток пресных, сульфатно-гидрокарбонатных кальциевых подземных вод.

В целом описываемый подрайон можно отнести к числу наиболее водообеспеченных, обладающих большими ресурсами, преимущественно пресных подземных вод, на базе эксплуатации которых может быть организовано водоснабжение крупных промышленных предприятий и населенных пунктов.

3г. Гобийский подрайон занимает огромную территорию Южной Монголии, включающую множество мелких и крупных межгорных артезианских бассейнов, разделенных горными возвышенностями. Однако гидрогеологически изучены очень немногие бассейны, вследствие чего в настоящее время можно дать лишь самую общую и очень краткую характеристику этого подрайона.

Наиболее глубокие горизонты артезианских бассейнов сложены породами нижнемеловой водоносной толщи, содержащей часто по нескольку напорных водоносных горизонтов, разделенных водоупорами в центральных частях бассейнов и имеющих общую область питания в краевых частях их. Как показали гидрогеологические исследования, выполненные в районе Дзун-Баинского нефтяного месторождения, эти горизонты содержат высокоминерализованные подземные воды хлоридно-натриевого или хлоридно-кальциево-натриевого состава, совершенно не пригодные для водоснабжения. Расположенные более близко к поверхности земли водоносные горизонты указанных отложений содержат подземную воду повышенной минерализации. Однако такая вода из-за отсутствия в районе лучшей часто используется для водоснабжения. Дебит скважин, закладываемых в этих отложениях, как правило, невысокий, вследствие чего на основе эксплуатации данных вод можно организовать водоснабжение мелких населенных пунктов.

Верхнемеловые и третичные отложения, выполняющие многие межгорные артезианские бассейны подрайона, характеризуются более грубым составом слагающих их пород. Чаще всего они представлены песчаниками, слабо уплотненными песками, конгломератами, разделенными различными по окраске горизонтами глин. Породы в основном хорошо промыты и обычно содержат пресную или слабо солоноватую подземную воду сульфатно-гидрокарбонатного, натриево-кальциевого или сульфатно-гидрокарбонатного, натриевого состава. Скважины, заложенные в этих породах, иногда характеризуются большим дебитом. Так, например, дебит скважины, пройденной в верхнемеловых отложениях в центральной части Сайн-Шанды, достигает 30 *л/сек*. Высокий дебит скважин, заложенных в этих отложениях, установлен также на ряде участков в районе Дзун-Баина и Далан-Цзадагада. В целом описываемый подрайон очень сложен по условиям водообеспеченности. Только водоносная толща верхнемеловых отложений и третичный

водоносный комплекс являются наиболее перспективными и, пожалуй, единственными, на базе эксплуатации которых здесь можно наладить водоснабжение небольших населенных пунктов и промышленных предприятий.

3д. Подрайон Котловины Больших озер геологически изучен слабо, и по имеющимся немногочисленным материалам геологическое строение его представляется очень сложным. Окружающие Котловину высоты сложены древнейшими комплексами пород допалеозоя и палеозоя, прорваны многочисленными разновозрастными интрузиями и очень энергично дислоцированы в складки преимущественно северо-западного направления. На породах фундамента залегает чехол мезо-кайнозойских образований. Однако о его составе и строении, особенно глубоких горизонтов, мы знаем очень мало. По данным, собранным в процессе геологических съемок и бурения одиночных скважин, в строении чехла участвуют континентальные отложения юрского, возможно мелового, третичного и четвертичного возраста. В составе их установлены песчаники, гравелиты, конгломераты, известняки, глины, угли, аллювиальные гравийно-галечниковые образования, озерные илы, пески, особенно эоловые, занимающие огромную площадь в восточной части подрайона. Мощность мезо-кайнозойских отложений, по-видимому, небольшая, так как на ряде участков внутри Котловины породы фундамента выступают на поверхность, образуя слабо всхолмленный или волнистый рельеф и разделяя этот большой сложный артезианский бассейн на ряд бассейнов второго порядка, которым по названию озер, располагающихся в наиболее пониженных частях их, могут быть даны названия Убсу-Нурского, Хиргис-Нурского, Хара-Ус-Нурского, Хара-Нурского и Шаргаин — Цаган-Нурского.

В коре выветривания фундамента формируются пресные, слабо минерализованные грунтовые воды, глубина которых зависит в основном от рельефа местности и закономерностей развития трещин в породах. По данным М. П. Запария, в кристаллических сланцах палеозоя Гоби-Алтая (центр аймака) была встречена напорная вода на глубине 50 *м*, причем уровень ее поднялся до 4 *м* от поверхности земли. Минерализация воды 1,2 *г/л*, жесткость 3,5 *мг-экв/л*, дебит скважины 1,5 *л/сек*. Две скважины в этом подрайоне были пробурены в гранитах: одна в Гоби-Алтайском аймаке, а другая в Убсу-Нурском аймаке. Глубина первой скважины 68, а второй — 80 *м*. Подземная вода в первой скважине появилась на 59 *м* и установилась на 52,3 *м*, а во второй на 38 *м*, дебит соответственно составил 0,06 и 1 *л/сек*. Обе скважины дали пресную воду минерализации от 0,3 до 0,5 *г/л* сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава.

Значительное число скважин, заложенных по заданию Министерства сельского хозяйства МНР в Котловине Больших озер, вскрыли подземную воду в мезо-кайнозойских отложениях. Глубина скважин варьирует от 25 до 120 *м*. Судя по очень схематичному описанию разрезов скважин, породы мезо-кайнозоя представлены: песчаниками, слабо уплотненными конгломератами; переслоенными сланцами, песками с гравием; гравийно-галечниковыми образованиями. Вода в них обладает в основном небольшими напорами и устанавливается на глубине от 2 до 36 *м*. Дебит скважин достаточно высок — 1—5,3 *л/сек*, большинство скважин встретило слабо минерализованную воду с сухим остатком от 0,18 до 0,79 *г/л* и только две скважины (первая на участке Цаган-Эрэг Убур-Хангайского аймака, а вторая в сомоне Хухморт Гоби-Алтайского аймака) вскрыли слабо солоноватую воду с минерализацией 1,3—1,543 *г/л*, в последней скважине с большой жесткостью.

Таким образом, новые материалы по подземным водам Котловины Больших озер, впервые публикуемые в литературе, показывают, что в этом подрайоне ресурсов подземных вод вполне достаточно для того, чтобы удовлетворить потребности в воде развивающейся местной промышленности и сельского хозяйства. Правда, как отмечает М. П. Запарий, большинство

буровых колодцев находятся здесь в краевых частях артезианских бассейнов, вследствие чего они имеют достаточно высокий дебит и слабую минерализацию подземных вод. По мере удаления от областей питания следует ожидать ухудшения качества подземных вод и уменьшения дебита скважин.

4. Район распространения подземных вод наложенных структур кайнозойских плато-базальтов

Кайнозойские плато-базальты, залегая поверх всех геологических комплексов описываемой территории, в том числе и выше четвертичных долинных отложений, образуют своеобразные наложенные гидрогеологические структуры — вулканогенные супербассейны (по Н. И. Толстихину — *Н. М.*). В них наряду с грунтовыми водами, связанными с густой сетью трещин в зоне выветривания первого от поверхности лавового потока, в нижележащих потоках, по-видимому, формируются напорные горизонты подземных вод, разделенные между собой плотными разностями базальтов вышележащих потоков.

На основе этих особенностей формирования подземных вод в кайнозойских плато-базальтах и отмеченных выше условий их залегания мы выделили площади развития подземных вод, приуроченных к указанным породам, в самостоятельные гидрогеологические районы. Как видно на схематической карте гидрогеологического районирования территории Монголии, они находятся в горах Прихубсугулья и Северного Хангая, где кайнозойские плато-базальты залегают главным образом на древних свитах докембрия и палеозоя; на крайнем востоке страны, в районе Дариганги, они лежат поверх третичных отложений, а в бассейне Нумургин-Гола — на сложно дислоцированных породах девона и гранитах.

Природной обстановке нахождения отдельных полей плато-базальтов соответствуют степень их обводненности и характер химического состава содержащихся в них подземных вод. Так, базальты Прихубсугулья характеризуются достаточно высокой обводненностью. Дебит родников, вытекающих из них, колеблется около 1,5—2 *л/сек*, иногда до 10 *л/сек*. В пространственном расположении их наблюдается определенная закономерность — приуроченность выходов родников к основанию террасовидных уступов, сложенных базальтами, и к многоярусному расположению их по вертикали. Эти особенности разгрузки подземных вод позволяют предполагать, что в толще плато-базальтов здесь, очевидно, имеется несколько водоносных горизонтов, находящихся на разных гипсометрических уровнях, некоторые из них, получающие питание высоко в горах, обладают, вероятно, напорным режимом. Вода в базальтах описываемой части Монголии имеет сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав и минерализацию около 0,3 *г/л*.

Совершенно другой обводненностью и другим качеством подземных вод характеризуются плато-базальты района Дариганги, находящегося в области недостаточного увлажнения. Максимальный дебит родников здесь 0,2 *л/сек*, а минерализация воды в некоторых родниках поднимается до 4,76 *г/л*. Состав воды сложный: наряду с гидрокарбонатными натриево-щелочноземельными водами в них встречаются смешанные воды гидрокарбонатно-сульфатного и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатного, кальциево-натриевого типа. В бассейне Нумургин-Гола дебит родников достигает 2,8—3,9 *л/сек*.

Таким образом, из приведенного материала следует, что участки, сложенные кайнозойскими плато-базальтами, составляющими четвертый гидрогеологический район Монголии, характеризуются неравномерной обводненностью и различным качеством подземных вод, определяемым в значительной степени природной обстановкой их нахождения.

ГЛАВА VIII

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Подземные воды в МНР используются главным образом для водоснабжения пастбищных территорий, целинных земель и населенных пунктов, а также в лечебных целях. Однако, как показывает приведенный материал, высокоминерализованные подземные воды глубоких горизонтов некоторых межгорных котловин Восточной Гоби могут быть использованы также в качестве минерального сырья для получения поваренной соли и извлечения некоторых микрокомпонентов. Наконец, данные о химическом составе отдельных типов подземных вод можно использовать как показатели или поисковые признаки для обнаружения рудных, в частности, сульфидных месторождений.

Рассмотрим существующее и возможное использование подземных вод МНР более подробно [1].

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

Водоснабжение пастбищных территорий. Основное национальное богатство МНР — скот. Скотоводство на протяжении всей многовековой истории страны являлось главным занятием ее населения. Успешное развитие скотоводства в любой стране, в том числе и в МНР, в значительной степени зависит от наличия пастбищных угодий и состояния их водоснабжения, а также от техники ведения скотоводческого хозяйства.

В МНР разводят главным образом крупный рогатый скот, лошадей, овец, верблюдов и коз. Крупный рогатый скот и лошадей разводят в основном в северных и частично центральных районах страны; овец и коз — преимущественно в центральных, верблюдов — в южных районах.

Монголия богата пастбищными угодиями. П. А. Деревянко [45] по степени продуктивности монгольских пастбищ выделяет среди них четыре группы.

В первую группу включены наиболее высокоурожайные и высококачественные горно-степные пастбища с вострецовой, ковыльно-вострецовой, ковыльно-змеевиковой, ковыльно-полынной и пижмовой растительностью. Средняя урожайность трав с таких пастбищ определяется в 5,4 *ц* на 1 *га*. Этими пастбищами, благоприятными для выпаса всех видов скота, занято около 1/3 (32,1%) территории страны, приуроченной главным образом к северной и восточной ее частям (рис. 23).

---

[1] О бальнеологическом использовании подземных минеральных вод см. в третьей части работы.

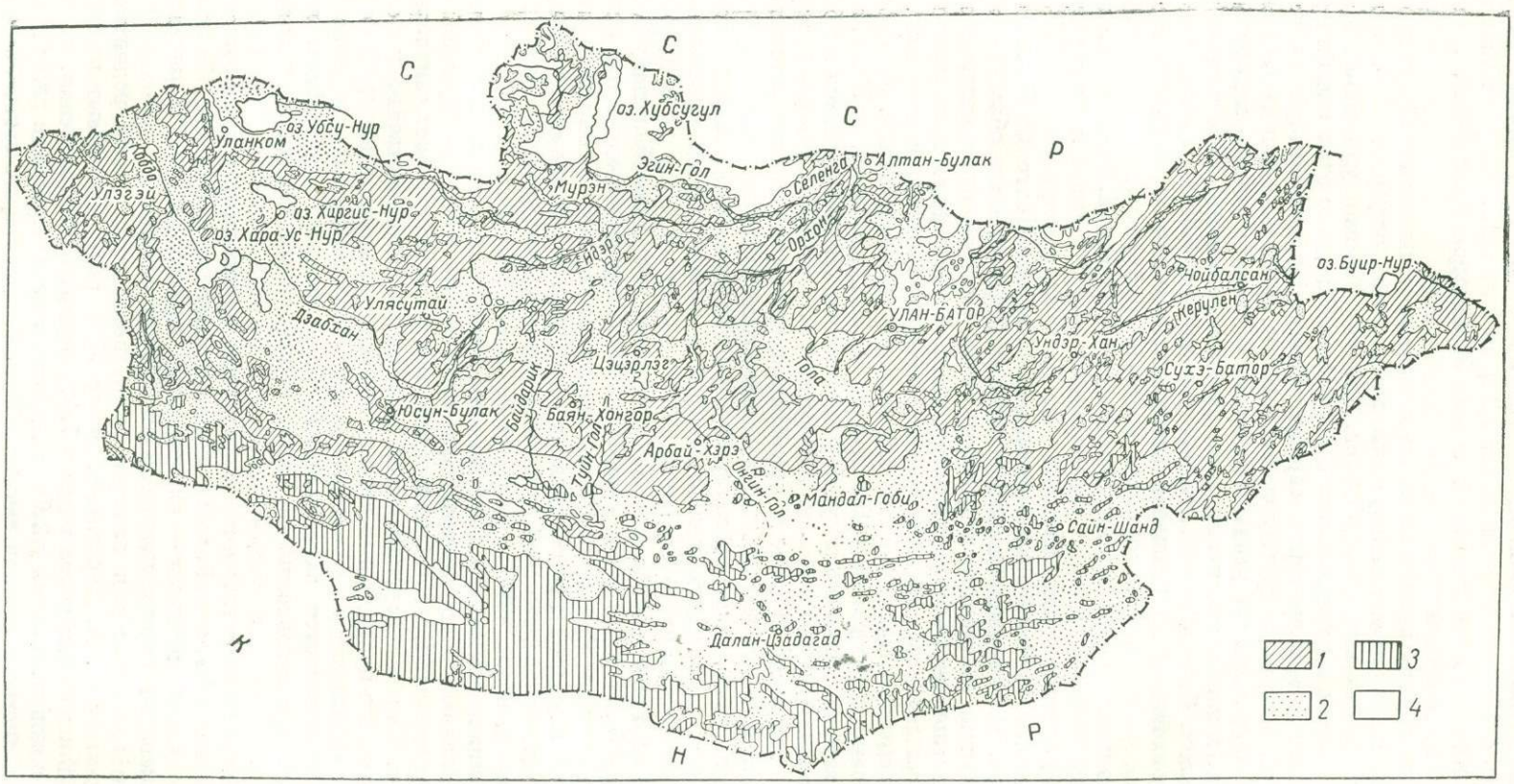


Рис. 23. Схема районирования пастбищ Монгольской Народной Республики по их хозяйственной ценности (сост. П. А. Деревянко).

1 — наиболее высокоурожайные и высококачественные пастбища; *2* — пастбища среднего качества; *3* — самые низкокачественные и низкоурожайные пастбища; *4* — земли, непригодные для пастбищ.

Вторую группу составляют средние по качеству пастбища, валовая урожайность с которых не превышает 4,2 *ц* на 1 *га* трав. Эти пастбища наиболее распространены и занимают свыше 50% территории МНР, главным образом ее среднюю часть.

В третью группу включены малоурожайные и низкие по качеству трав (пустынно-кустарниковые, саксауловые и будургановые) пастбища, пригодные в основном для выпаса верблюдов. Средняя валовая урожайность трав с подобных пастбищ не превышает 2,1 *ц* с 1 *га*. На долю этих пастбищ приходится около 4% территории страны. Они занимают южную ее часть.

Наконец, четвертую группу составляют не пригодные для выпаса скота территории под лесными угодьями, озерами, современными ледниками и снежниками, а также массивами гольцов. Они занимают 5,8% территории. Таким образом, большая часть территории страны (83,1%) занята высоко- и среднеурожайными пастбищами, необходимыми для нормального выпаса скота.

Помимо климатических и других природных условий, большое значение для развития животноводства в стране имеют организация и техника существующего водоснабжения пастбищ.

До недавнего прошлого техника водоснабжения в Монголии была весьма примитивной. Для водоснабжения использовались главным образом неглубоко залегающие подземные воды. Для этого в стране было построено несколько десятков тысяч шахтных колодцев, расположенных преимущественно в долинах рек, озерных котловинах, в оврагах, т. е. на участках, где подземные воды залегают наиболее близко к поверхности земли. Устройство колодцев очень несовершенно. По данным П. А. Деревянко, у 70% колодцев стенки закреплены камнем, у 25% деревянное крепление стенок и у 5% — комбинированное (деревянное и каменное). Около 76% колодцев имеют диаметр до 1 *м* и лишь 24% более 1 *м*. Большинство колодцев в вертикальном разрезе имеет форму бутылки, т. е. узкую входную часть, постепенно расширяющуюся книзу. Благодаря такой форме колодца скот предохранен от попадания в него, уменьшается испарение и увеличивается приток воды. Подавляющее большинство колодцев (83%) имеют глубину до воды менее 3 *м*, 15% — от 3 до 6 *м* и только 1,7% — более 6 *м* при столбе воды у 86,2% колодцев до 1,5 *м* и лишь у 8% — свыше 1,5 *м*. Воду из колодцев поднимают весьма примитивно при помощи так называемого хобо — палки длиной, определяемой глубиной залегания подземных вод, к одному концу которой привязано ведро из сыромятной кожи или резины, или из какого-либо другого материала, объем такого ведра не превышает 4—5 *л*.

В большинстве колодцев (>80%) вода пресная, пригодная для водопоя скота, в остальных — солоноватая или соленая, но тоже зачастую используемая для водопоя. Вода в большинстве колодцев не отвечает санитарным требованиям. Так как водопой скота происходит непосредственно у колодцев из специально построенных водопойных корыт, почти около всех колодцев скот вытаптывает углубления, иногда очень значительных размеров, в которых скапливается загрязненная органическими нечистотами вода, фильтрующаяся в водоносный горизонт, каптируемый колодцем, и загрязняющая его.

Вследствие незначительного столба воды в колодцах подавляющее их количество (около $^2/_3$) зимой, как правило, перемерзает. Лишь 11,4% колодцев используются аратами — скотоводами круглогодично, большинство колодцев эксплуатируется меньше 6 месяцев в году.

Местное население для водопоя скота использует также родниковую воду. По данным П. А. Деревянко, около 90% родников имеют пресную, пригодную для водопоя скота воду; в 7,4% родников вода соленая, но пригодная для водопоя, и лишь у 2,6% родников вода не пригодна для водопоя скота. Большинство родников высокодебитные и действуют в течение всего периода с положительными температурами воздуха. Однако в зимний

период, так же как и колодцы, большинство родников (77,2%) перемерзает.

Кроме колодцев и родников в летний период для водопоя скота используются также воды поверхностных водоемов и водотоков — озер и рек. Зимой эти источники водоснабжения обычно полностью перемерзают и исключаются из сферы сельскохозяйственного водоснабжения. Как показал П. А. Деревянко, лишь 27% пастбищ снабжается поверхностными водами, а остальные (73%) обеспечиваются подземной водой, получаемой из родников или добываемой при помощи колодцев. На составленной П. А. Деревянко схематической карте районирования водных ресурсов МНР (рис. 24) выделены площади, сельскохозяйственное водоснабжение которых основано преимущественно на использовании поверхностных вод, районы смешанного водоснабжения (за счет поверхностных и подземных вод) и районы, водоснабжение которых осуществляется главным образом за счет подземных вод. В первую и вторую группы отнесены преимущественно высокоприподнятые районы северной и западной частей МНР, в третью группу включена вся южная ее часть.

В 1962 г. Журтманы Чогдон дал несколько иную схему районирования территории Монголии по условиям обводнения. Он выделил четыре основных района. К первому району им отнесены пастбища, обводняемые преимущественно реками, ручьями, озерами и родниками, с дублированием в холодный период года шахтными колодцами, ко второму — пастбища, получающие воду из шахтных колодцев и родников, к третьему — из шахтных колодцев и буровых скважин и, наконец, к четвертому — пастбища, обводняемые преимущественно из буровых скважин.

В первый район входит вся Северная Монголия, включающая Хангайское нагорье и Хэнтэй, а также Монгольский Алтай на западе Монголии. Ко второму району отнесена вся Южная Монголия, где выделяются значительные поля пастбищ, обводняемых преимущественно из шахтных колодцев и буровых скважин (III район), и редкие и относительно небольшие пастбищные массивы, обводняемые в основном из буровых скважин (IV район).

Таким образом, хотя принципы районирования территории Монголии по условиям обводнения и водоснабжения пастбищ у Журтманы Чогдона несколько иные, но гидрогеологическая характеристика выделенных им районов близка характеристике, данной П. А. Деревянко.

П. А. Деревянко составил также карту водообеспеченности пастбищных земель МНР (рис. 25). К водообеспеченным на 100% им отнесены площади, в пределах которых на 20 *км*^{2} приходится родник или колодец, или небольшое пресное озеро. В случае, если источниками водоснабжения являются реки или большие озера, то водообеспеченными на 100% он считал территории, расположенные в 5 *км* в разные стороны от названных водоемов.

Пользуясь этими условными показателями, П. А. Деревянко тщательно проанализировал состояние водообеспеченности пастбищных земель в МНР и установил, что полностью обеспечены водой лишь 20% территории республики, включающей Хубсугульский, Арахангайский, Баян-Улэгэйский и, частично, Селенгинский и Булганский аймаки, т. е. аймаки, расположенные в северной части страны и характеризующиеся густой гидрографической сетью и обильным выпадением атмосферных осадков. Около 46% территории МНР слабо обеспечены водой. Это преимущественно аймаки, расположенные в южной, восточной и юго-западной частях страны: Восточно-Гобийский, Южно-Гобийский, Сухэ-Баторский, Чойбалсанский, Гоби-Алтайский, Баян-Хонгорский и Убур-Хангайский.

Средней степенью водообеспеченности характеризуются 34% территории МНР, главным образом ее центральная часть, включающая Хэнтэйский, Центральный, Дзабханский и, частично, Булганский аймаки. Само собою разумеется, что, например, в пределах хорошо водообеспеченных тер-

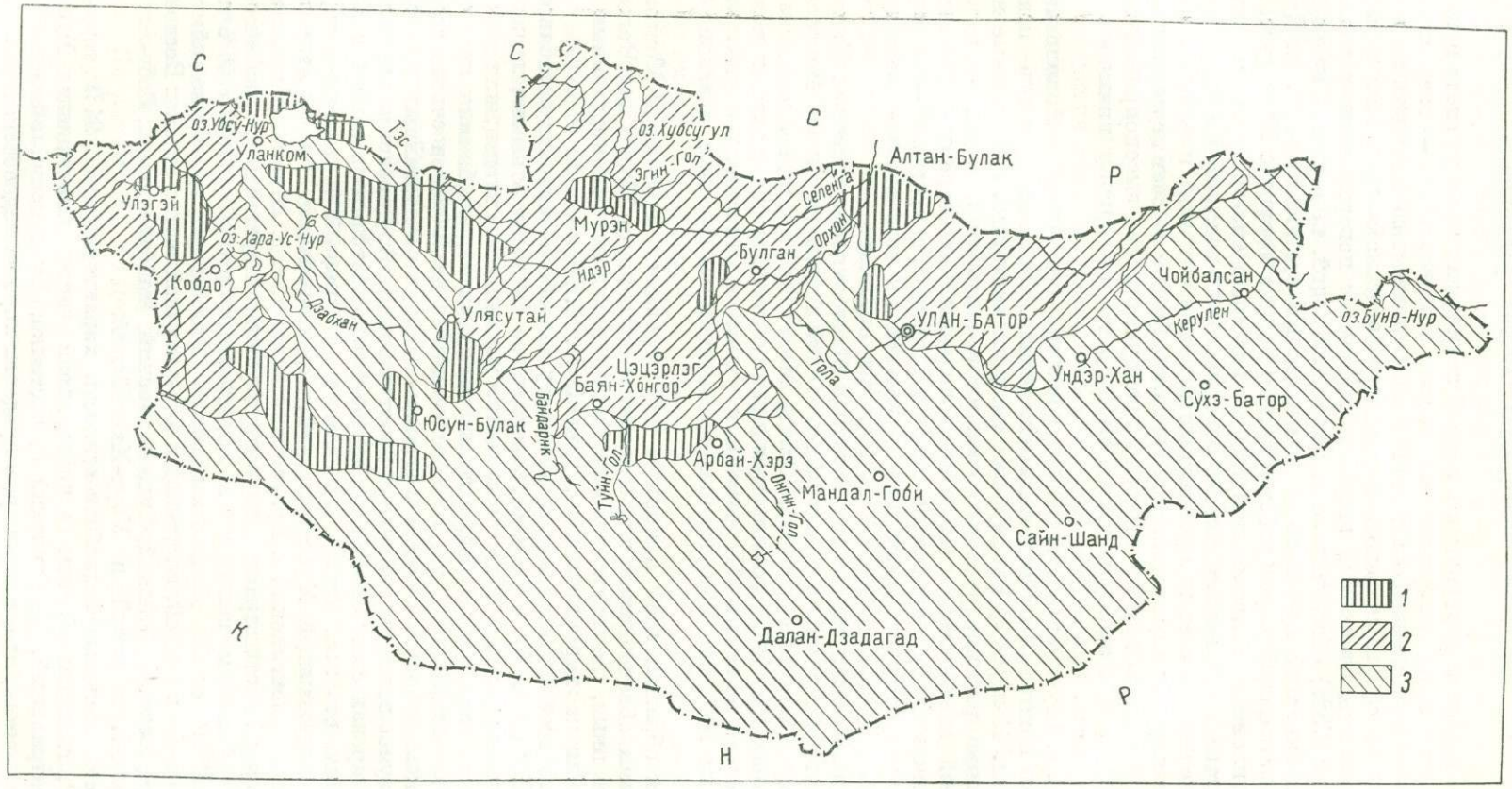


Рис. 24. Схема районирования водных ресурсов Монгольской Народной Республики (сост. П. А. Деревянко).

1 — районы, где водоснабжение основано преимущественно на поверхностных водах (реки, озера, родники); *2* — районы со смешанным водоснабжением за счет поверхностных и подземных вод; *3* — районы, где водоснабжение основано преимущественно на подземных водах.

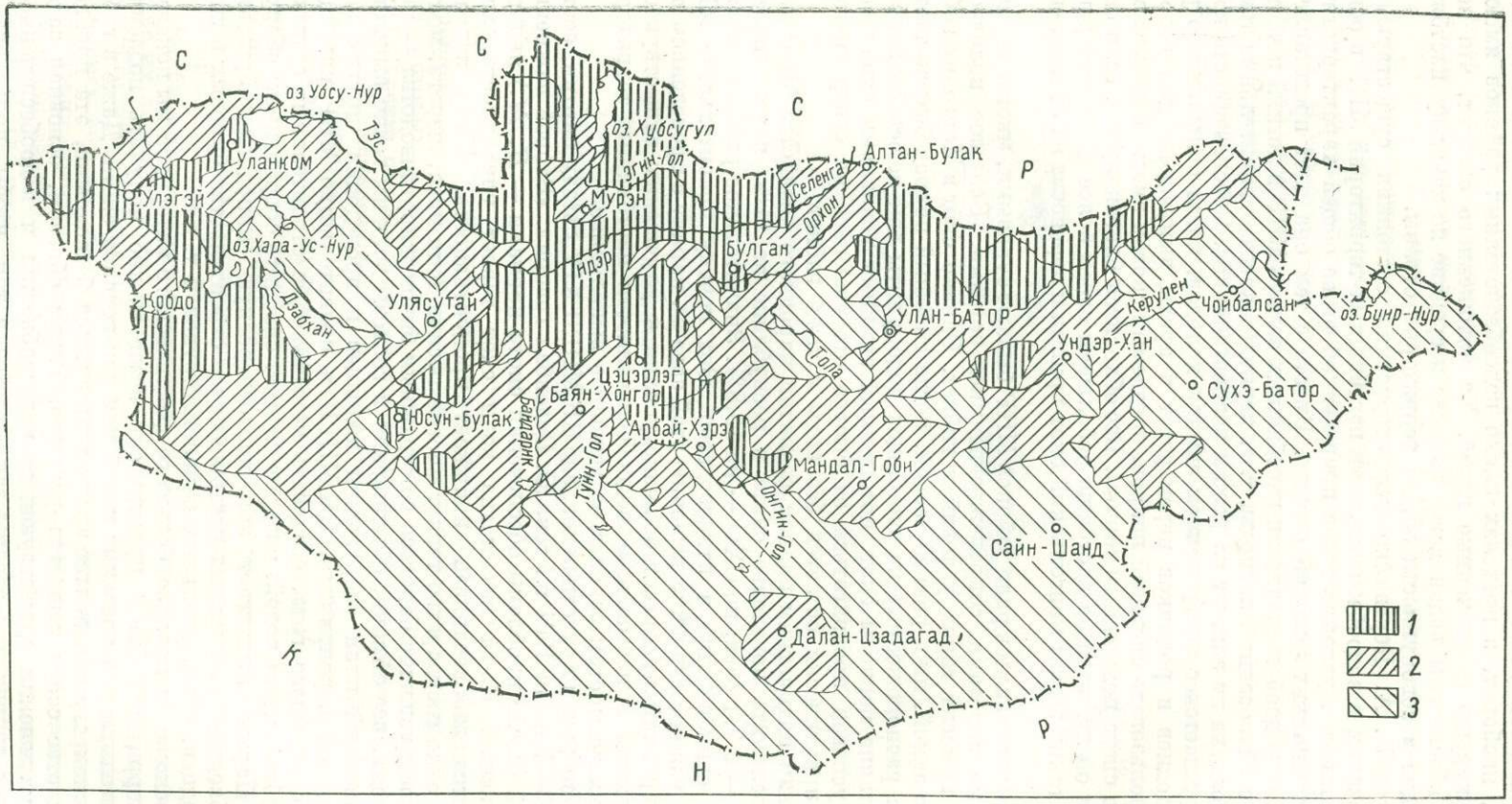


Рис. 25. Схема районирования водообеспеченности Монгольской Народной Республики (сост. П. А. Деревянко).

Площади: *1* — высоководообеспеченные, *2* — средневодообеспеченные, *3* — не обеспеченные или слабообеспеченные водой.

риторий имеются участки слабо обеспеченные или совсем не обеспеченные водой, и, наоборот, в пределах плохо водообеспеченных районов имеются участки, хорошо обеспеченные водой. Из изложенного следует, что недостаточно обеспечены водой даже высокие и средние по качеству пастбища, занимающие в совокупности 83,1% территории страны.

Данная П. А. Деревянко характеристика состояния существующего водоснабжения и водообеспеченности пастбищных территорий МНР в основном правильна и увязывается с приведенной выше общей характеристикой гидрогеологических условий страны. Вместе с тем она дает представление о состоянии водообеспеченности пастбищных земель МНР в летний и частично в весенний и осенний периоды, т. е. периоды, когда отрицательные температуры воздуха не влияют на режим водоисточников. Обеспеченность водой резко ухудшается с наступлением зимних холодов, когда большинство рек, озер, колодцев и родников перемерзает и араты вынуждены для водопоя скота использовать снежный покров, поедаемый скотом вместе с добываемым им из-под снега подножным кормом. Все обходится благополучно, если снега немного и он ложится на пастбища небольшим слоем более или менее равномерно. К таким зимам монгольский скот привык и переносит их относительно легко.

Очень часто зимы в ряде районов МНР бывают суровыми, многоснежными с сильными морозами, сопровождающимися ветрами. Большое количество скота не выносит таких условий и гибнет. Однако скот в Монголии гибнет не только зимой, но и ранней весной, когда снежный покров быстро тает на солнце, а расположенные на пастбищах водопункты еще не освободились от льда. В такие периоды скот, истощенный зимними условиями существования, не успевая продвигаться за быстро отступающей на север снеговой линией, практически остается без воды и тоже гибнет.

Третьим пятилетним планом развития народного хозяйства МНР намечается увеличить поголовье скота в республике на 11%, в том числе по госхозам — в 2,4 раза, по СХО — на 15,8%. Значительное развитие должно получить свиноводство и птицеводство. Вот почему правительство МНР, придавая важное значение решению этой задачи, наряду с проведением других мероприятий прилагает большие усилия к улучшению существующего водоснабжения и повышению водообеспеченности пастбищных территорий, от которых во многом зависит ее успешное выполнение.

В связи с этим в отчетном докладе ЦК МНРП XIV съезду партии, состоявшемуся 3—7 июля 1961 г., тов. Ю. Цеденбал говорил: «Второй важнейшей проблемой (после проблемы обеспечения скота кормами — *Н. М.*) является водоснабжение. Из-за недостатка воды скот теряет упитанность, легко подвергается заболеваниям, понижает продуктивность. Из-за нехватки воды ежегодно государство теряет многие тысячи тонн мяса, шерсти, молока и т. д. Чтобы успешно бороться со страшным бичом животноводства — недостатком воды, все аймаки, объединения и госхозы должны точно выполнять государственный план сооружения колодцев и проведения других водохозяйственных мероприятий. ЦК МНРП и правительство МНР намечают, начиная с будущего года, создавать межаймачные строительные организации для обеспечения водой, которые следует снабдить современным оборудованием. Партия выдвигает как первоочередную народнохозяйственную задачу обводнение безводных пастбищ путем строительства буровых и шахтных колодцев, обводнительных каналов, прудов и т. д.».

На основании анализа большого фактического материала мы показали, что на территории МНР практически везде можно получить подземную воду, пригодную для питьевых целей или для водопоя скота. Даже в гобийских районах страны, долгое время считавшихся безводными, эта проблема в большинстве своем решается успешно. Таким образом, основная задача в части улучшения существующего водоснабжения и водообеспеченности пастбищных территорий страны заключается в том, чтобы, пользуясь вы-

явленными закономерностями распределения и формирования химического состава и ресуров подземных вод, приступить к массовому строительству буровых и шахтных колодцев.

Поскольку для массового строительства буровых колодцев потребуются значительные капитальные вложения, очевидно, на протяжении ближайших нескольких лет основным типом водопунктов, при помощи которых будет осуществляться водоснабжение пастбищных территорий, явится шахтный колодец. В качестве типовых схем конструкций таких колодцев можно принять схемы, предложенные П. А. Деревянко [45] и показанные на рис. 26. Колодцы первого типа можно сооружать главным образом в гобийской части страны, второй и третий типы рекомендуются им для строительства в зоне развития лесов, причем последний тип более экономичный.

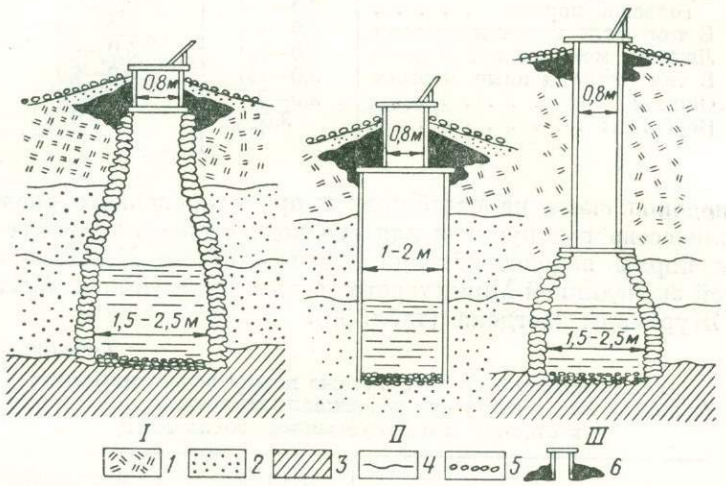


Рис. 26. Схемы шахтных копаных колодцев с различным креплением стенок (сост. П. А. Деревянко).

I — с каменным креплением; *II* — с деревянным креплением; *III* — с комбинированным креплением; *1* — разный грунт; *2* — песчано-гравийный грунт; *3* — глина; *4* — горизонт грунтовых вод; *5* — гравийная отсыпка; *6* — замок из глины.

Нам представляется очень удачной конструкция шахтных колодцев с креплением стенок бетонными или железобетонными кольцами, строительство которых в настоящее время ведут производственные организации Министерства сельского хозяйства МНР. Высота бетонных или железобетонных колец, используемых для крепления, 0,7—1,0 *м*, диаметр около 1 *м* и толщина стенок 0,1 *м*. Колодцы с таким креплением более гигиеничны и долговечны, но по сравнению с другими типами колодцев более дорогие. Несколько таких колодцев, главным образом на востоке страны, было построено еще в начале 40-х годов, но, по-видимому, из-за их большой стоимости и отсутствия производственной базы по изготовлению колец не получили в то время широкого распространения.

Чтобы предупредить возможное промерзание колодцев зимой и пересыхание их летом, глубина колодцев должна быть несколько больше глубины сезонного промерзания пород и глубже минимального положения уровня подземных вод на участке строительства колодцев. Для предупреждения промерзания колодцев зимой необходимо также утеплять стенки их оголовков кошмой, земляной присыпкой или соломой, устраивать оголовки с двумя крышками. Для предохранения колодцев от загрязнения вокруг них должно быть устроено глиняное кольцо.

При определении расстояний между колодцами следует пользоваться радиусами отгона животных, рекомендованными для территории МНР Комплексной водохозяйственной экспедицией Министерства сельского хозяйства МНР 1958—1959 гг. (табл. 35).

Таблица 35

Рекомендуемые радиусы отгона животных от водопоя

Вид скота	Радиус водопоя, км	
	для степных районов и летних пастбищ	для засушливых степей, полупустынь Гобийских районов и зимних пастбищ
Крупный рогатый скот монгольской породы	2,0—4,0	3,0—5,0
В том числе молочные коровы	2,0—3,0	2,0—3,0
Лошади монгольской породы	4,0—5,0	5,0—8,0
В том числе дойные кобылы	3,0—4,0	3,0—4,0
Овцы и козы	2,5—3,5	3,0—5,0
Верблюды	8,0	10,0

Для водопоя скота на пастбищах и ориентировочного расчета необходимого количества водопунктов для его водообеспечения могут быть рекомендованы нормы водопотребления, разработанные Комплексной водохозяйственной экспедицией Министерства сельского хозяйства МНР под руководством Журтманы Чогдона (табл. 36).

Таблица 36

Рекомендуемые среднесуточные нормы водопотребления (в литрах на 1 голову) при содержании животных на пастбищах в степной и полупустынной зонах МНР

Вид и возраст скота	На сезонных степных и полупустынных пастбищах	
	летом, в конце весны и в начале осени	зимой, в начале весны и в конце осени
Крупный рогатый скот монгольской породы		
Взрослый и молодняк старше одного года	40—45	25—30
Молодняк до 1 года	20—30	10—20
Лошади монгольской породы		
Взрослые и молодняк старше одного года	45—50	25—30
Молодняк до 1 года	25—30	20—25
Овцы и козы		
Взрослые и молодняк старше одного года	5—6	2—3
Молодняк до 1 года	2,0—2,5	1,0—1,5
Верблюды		
Верблюд-кастрат	50—65	40—50
Верблюдицы	40—50	30—40
Молодняк от 1,5 до 3 лет	30—35	20—30
Молодняк до 1,5 лет	20—25	10—20

Для водопоя скота на животноводческих фермах МНР рекомендуются нормы водопотребления, действующие в СССР (табл. 37).

Таблица 37

Рекомендуемые среднесуточные нормы водопотребления (в литрах на 1 голову) при содержании животных на фермах

Наименование построек	Расход воды	
	при наличии водопровода	при отсутствии водопровода
Постройка для крупного рогатого скота:		
коровник при ручной дойке коров	90	70
коровник при механической дойке коров	115	95
телятники (с учетом расхода родильного отделения и профилактория)	35	30
скотные дворы для молодняка	35	30
воловни	60	50
Постройки для лошадей:		
рабочих, верховых, рысистых, племенных	50	40
маток кормящих	75	—
маток не кормящих	50	—
жеребцов-производителей	60	—
жеребят в возрасте от отъема до 1,5 года	40	—
жеребят старше 1,5 года	50	—
Постройки для свиней:		
свинарник-хрячник	45	40
свинарник-маточник (на 1 свино-матку с приплодом)	100	75
свинарник для молодняка и откормочник	25	25
Постройки для овец:		
на взрослую овцу	8	—
на голову молодняка	3	—

Большое значение имеет правильная оценка пригодности подземных вод для питьевых целей населения. Практика показывает, что давать заключение о качестве воды только на основании аналитических данных, не имея количественных норм минерализации, часто бывает очень трудно. Вопрос о допустимых нормах минерализации питьевых вод во многих странах мира обсуждался и разрабатывался международными конгрессами по гигиене. Несмотря на это, нормы минерализации питьевых вод, используемых в отдельных странах, различны и устанавливаются для некоторых регионов земли, исходя из местных физико-географических особенностей. Так, например, для бывшей Екатеринославской губернии и бывшего Донского округа европейской части СССР такие нормы были разработаны доктором Буткевичем и К. А. Лисицыным, для пограничных с Монголией районов юго-восточного Забайкалья — Ф. Л. Андрухиным.

Для Восточной Монголии такая попытка в 1945 г. была сделана автором. Давая обзор состояния существующего водоснабжения населенных пунктов на этой территории, мы отметили тогда, что в значительной их части используется для питьевых целей подземная вода, минерализация которой в 2—3 и даже 4 раза больше норм, принятых в ряде западно-европейских стран и СССР. Пресные воды на территории МНР распространены главным образом в северной ее части и в горных районах остальной территории. На огромной территории Южной Монголии, где широко развита гидрогеологическая формация мезо-кайнозойских континентальных отложений, минерализация подземной воды выше установленных норм ее для питьевых вод.

Если подходить формально, то поселение народа на этой территории из-за отсутствия пригодной для питья воды пришлось бы запретить. Однако, учитывая внутриматериковое положение страны, континентальность климата, малое количество осадков, а также характер водовмещающих пород, требования к нормам качественной оценки питьевых вод для этой территории должны быть снижены.

Таблица 38

Нормы расхода питьевых вод в ряде стран

Состав воды	Нормы Брюссельского гигиенического конгресса, 1885 г.	Нормы Швейцарского гигиенического конгресса 1888 г.	Тиман и Гертнер для Германии, 1889 г.	Высший гигиенический совет Франции				Английские нормы Паркса	Клют, Германия, 1931 г.	Нормы б. отдела земельных улучшений России
				чистая вода	питьевая вода	подозрительная вода	плохая вода			
Сухой остаток . . .	500	500	500	—	—	—	—	850	500	500
Хлор	8	20,0	20—30	15	40 *	50—100	100	85	30	35
Бикарбонаты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Серная кислота . . .	60	—	80—100	2—5	5—30	30	50	110	60	100
Азотная кислота . .	2	20	5—15	—	—	—	—	—	30	15
Азотистая кислота	—	0	0	—	—	—	—	0	0	Следы
Аммиак	—	0	0	—	—	—	—	0	0	»
Органические вещества по $KMnO_4$ . .	10	10	6—10	4	8	12—16	16	4,5	12	10
Жесткость общая, *мг-экв*	7,13	—	6,42—7,13	1,78—5,35	5,35—7,13	10,70	35,66	—	6,42	7,13
Жесткость постоянная, *мг-экв*	—	—	—	0,71—1,43	1,78—4,28	4,28—6,42	7,13	—	—	—
Железо	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
Концентрация водородных ионов (pH)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Исключая морские побережья.

Основываясь на данных обработки большого количества анализов воды, используемой на территории юго-восточной Монголии для питьевых целей, нами предлагаются следующие нормы качественной оценки ее (в *мг/л*)

сухой остаток	1500—1800
хлор	200—300
серная кислота	300—500
азотная кислота	30—40
азотистая кислота	0,05
аммиак	следы
органические вещества по $KMnO_4$	4,0
жесткость общая, *мг-экв/л*	12—14

Этими нормами мы и рекомендуем пользоваться при оценке подземных вод для питьевых целей. Для сопоставления указанных норм с нормами питьевых вод других стран приводится табл. 38.

При оценке качества подземных вод, используемых для водопоя скота, можно рекомендовать нормы предельной минерализации их (в *мг/л*), принятой при составлении схем обводнения пастбищ в СССР, в частности в Казахстане, показанные в табл. 39 (В. В. Дацыков, И. Ф. Володько, М. М. Кундзич [40]).

Следует, однако, отметить, что в некоторых районах СССР для водопоя скота используют подземные воды и более высокой минерализации. Те же авторы указывают, что, например, на зимних пастбищах Благодарненского района Ставропольского края используются для водопоя грунтовые воды минерализации 18 000—22 000 *мг/л*. В северной и центральной частях

Эрисман	Местные нормы для некоторых районов СССР					
	Д-р Буткевич, для б. Екатеринославской губернии, 1914 г.	К. Лисицын, для б. Донского округа, 1927 г.	Ф. Л. Андрухин для Восточного Забайкалья, 1941 г.			
			отличная вода	питьевая вода	водопойная	непригодная вода
500—600	2000—2500	1000—1500	100—500	700—1000	1500—2000	3000—5000
20—30	200—300	150—200	5—30	50—1000	200—300	500—1000
—	—	—	50—500	700—1000	1500—2000	3000—5000
80	500	300—500	10—80	120—200	300—500	200—300
30—40	50—100	—	5—30	40—60	100—150	150—200
Следы	0	—	< 0,02	< 0,02	< 0,02	—
»	0	—	0,3	0,3	0,3	—
2—3	24—28	—	3,0	3,0	3,0	—
6,42—7,13	21,40	10,70—14,26	1,07—7,13	10,70—16,05	24,96—35,66	53,50—71,33
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	1,0	1,0	1,0	—
—	—	—	6,8—8,5	6,8—8,5	6,8—8,5	—

Черных земель наиболее распространена подземная вода минерализации 10 000—14 000 *мг/л*.

Как уже отмечалось, основным источником водоснабжения пастбищных территорий МНР являются подземные воды, которые добываются при помощи большого количества шахтных и буровых колодцев. Важное значение для решения задачи дальнейшего подъема животноводства имеет механизация трудоемких процессов, в том числе и в водоснабжении. Особое значение она приобретает в условиях МНР, где почти на 100% подъем воды из водоисточников осуществляется вручную и где ощущается острый недостаток рабочей силы и специалистов в связи с бурным развитием народного хозяйства страны.

Таблица 39

Нормы предельной минерализации *(мг/л)* подземных вод, используемых для водопоя скота в СССР

Вид животных	Сезон использования пастбищ		
	летний	весенний	зимний
Овцы и козы	6000	8000	10 000
Крупный рогатый скот	5000	6000	—
Лошади	5000	6000	6 000
Верблюды	6000	8000	12 000

С завершением коллективизации аратских хозяйств и переводом трудящихся аратов на оседлый образ жизни резко изменилось географическое размещение населения в республике. Наряду с кочевыми хозяйствами с ограниченным и сезонным водопотреблением появились центральные усадьбы

СХО с жилыми домами, животноводческими фермами, клубами, красными уголками, школами, банями, медицинскими и зооветеринарными пунктами и т. д., т. е. поселения с постоянным водопотреблением.

Все это резко меняет организацию водоснабжения в стране и приближает ее к условиям, существующим в других странах социалистического лагеря, в том числе и в СССР, в частности, в Целинном крае Казахской ССР. Проанализировав условия сельскохозяйственного водоснабжения и обводнения пастбищ этого края, В. В. Дацыков по количеству потребляемой воды разбил всех водопотребителей края на следующие три группы:

I группа — центральная усадьба совхоза, населенные пункты колхозов и отделений совхозов, отдельные животноводческие фермы с водопотребностью 50—150 *м³/сутки*;

II группа — полевые станы и тракторные бригады совхозов и колхозов с водопотребностью 5—10 *м³/сутки*;

III группа — водопойные пункты на естественных и искусственных пастбищах с водопотребностью 15—30 *м³/сутки*.

Таблица 40

Рекомендуемое насосно-силовое и водоподъемное оборудование для групп водопотребителей

Наименование водоподъемных установок	I группа				II группа				III группа				Тип водоисточника
	Глубина статического уровня воды в водоисточнике, *м*												
	до 6	до 20	до 50	> 50	до 6	до 20	до 50	> 50	до 6	до 20	до 50	> 50	
Артезианские погружные насосы типа АП, ЭПЛ-6 и ЭЦНВ	×	×	×	×	—	—	—	—	—	—	—	—	Для трубчатых колодцев, озер и рек
Автоводокачки ВЭ-2,5	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Для шахтных колодцев на общую высоту подъема до 50 *м*
Центробежные насосы типа «К» и вихревые типа «В»	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	То же
Водоструйные насосы типов ВН-2-8, ВН-2ц-С, ВН-2Ш	×	×	×	×	—	—	—	—	—	—	—	—	Для трубчатых колодцев и ВН-2Ш для трубчатых и шахтных колодцев
Эрлифты	×	×	×	×	—	—	—	—	—	—	—	—	Для трубчатых колодцев
Вибрационные установки типа ВВУ-1	—	—	—	—	×	×	—	—	—	—	—	—	То же
Насос ПН-10	—	—	—	—	×	×	—	—	×	×	—	—	Для шахтных колодцев
Ленточный водоподъемник «Ашхабадец»	—	—	—	—	×	×	×	×	×	×	×	×	То же
Спирально-цепной водоподъемник ВОС-2	—	—	—	—	×	×	—	—	×	×	—	—	»
Ветронасосные установки ВП-3 и ВБ-3	—	—	—	—	×	×	—	—	×	×	—	—	»
Ветронасосные установки ТВ-8 и ТВ-5	×	×	×	×	—	—	—	—	—	—	—	—	Для шахтных и трубчатых колодцев
Ветронасосные установки ДДК-4	—	—	—	—	×	×	—	—	×	×	—	—	Для шахтных колодцев с ленточным водоподъемником

Примечание. Знаком «×» обозначается возможность применения данного типа водоподъемника.

Для каждой из выделенных групп В. В. Дацыков (1961 г.) рекомендовал насосно-силовое и водоподъемное оборудование, показанное в табл. 40.

Этот ряд насосно-силового и водоподъемного оборудования может быть рекомендован и для водопотребителей МНР, так как гидрогеологические и природные условия ее во многом сходны с гидрогеологическими и природными условиями Целинного края Казахской ССР. Техническая характеристика перечисленного в табл. 40 оборудования может быть получена из соответствующих справочников и другой технической литературы[1].

Приведенная в настоящем разделе общая характеристика существующего использования подземных вод для водоснабжения пастбищных территорий МНР и высказанные некоторые рекомендации по улучшению техники и организации водоснабжения их, нам представляется, окажут монгольским трудящимся определенную помощь в решении поставленной перед ними задачи по дальнейшему развитию животноводства в стране в третьей пятилетке. Мы не рассматриваем здесь таких вопросов, как методика гидрогеологических исследований с целью поисков подземных вод для водоснабжения, техника устройства шахтных и буровых колодцев, характеристика применяемых для этого станков, способы оборудования буровых колодцев фильтрами и их конструкции, так как все это подробно излагается в многочисленной специальной литературе.

Водоснабжение целинных земель. Н. Д. Беспалов [16] приводит интересные данные из истории земледелия в Монголии. Он показал, что эта история уходит в древние времена, когда в Монголии занимались посевами пшеницы, овса и проса. Еще Энхе Амагаланхан (1662—1722 гг.) для создания в стране оседлого населения издал специальный указ, в котором предлагал населению заниматься земледелием.

Н. Д. Беспалов, на основании выполненных исследований, а также обобщения опыта работ сельскохозяйственных станций, государственных и единоличных аратских хозяйств, занимавшихся посевами сельскохозяйственных культур, пришел к выводу, «...что земледелие в Монголии может развиваться в размерах, вполне достаточных для удовлетворения внутренних потребностей страны в зерновых продуктах и значительного расширения кормовых баз для животноводства. С этой целью в сельскохозяйственный оборот следует включить прежде всего черноземы, темно-каштановые, каштановые и отчасти бурые почвы Гоби».

Однако до тех пор, пока в экономике сельского хозяйства МНР преобладал частный сектор, число госхозов было очень небольшим, постановка этой проблемы в широком плане была практически нереальна. Возможность положительного решения ее появилась лишь после перехода аратов от единоличных форм ведения хозяйства к коллективным и создания материально-технической базы для организации в стране необходимого числа госхозов.

Вот почему лишь в марте 1959 г. III пленум ЦК МНРП поставил перед монгольским народом задачу освоить в 1959—1961 гг. 300 000 *га* целинных земель с тем, чтобы уже с урожая 1961 г. обеспечить потребность в муке за счет собственного производства. Для этого при братской помощи других социалистических стран и особенно Советского Союза к 1961 г. в МНР было организовано около 30 государственных хозяйств, схема размещения которых показана на рис. 27.

Все госхозы размещены в северной части страны, в долинах рек или на площадях, тяготеющих к ним. По одному госхозу находится в долинах рек Тэс, Байдарик, Мурэн, Иро, Онон, Улдза, пять госхозов размещены в долине Селенги, по три в долинах Орхона и Керулена, шесть — в бассейне Хары и т. д. Из приведенной характеристики природных условий данной территории следует, что она наиболее обильно орошается атмосферной влагой

---

[1] Пашенков Я. М., Карамбиров Н. А., Грибанов И. П. Сельскохозяйственное водоснабжение, буровое дело и насосные станции. Сельхозгиз, 1957.

и поэтому характеризуется довольно густой гидрографической сетью. На почвенной карте, составленной Н. Д. Беспаловым [16], видно, что здесь широко распространены черноземные почвы, различного типа каштановые и в меньшей степени темно-цветные (луговые) почвы понижений и горнолуговые, частично торфянистые, т. е. наиболее урожайные разности.

К 1961 г. было освоено 260 000 *га* целинных земель, общая посевная площадь в стране расширилась в 3,2 раза. На душу населения в 1960 г. произведено по 268 *кг* зерна. Таким образом, задача, поставленная перед трудящимися Монголии III пленумом ЦК МНРП по производству зерна для удовлетворения внутренних потребностей страны, была выполнена досрочно, за 2 года.

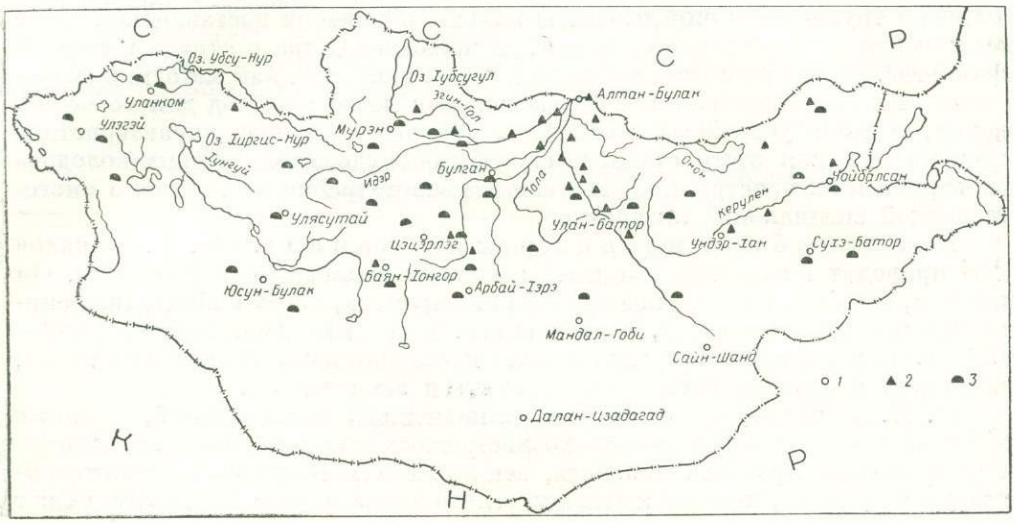


Рис. 27. Схема расположения государственных хозяйств (госхозов) и машинно-животноводческих станций на территории МНР.

1 — аймачные центры; *2* — госхозы; *3* — машинно-животноводческие станции.

Одновременно с освоением целинных земель была проделана большая работа по водоснабжению вновь созданных и ранее существовавших госхозов. Для этого на центральных усадьбах и фермах госхозов специализированными организациями Министерства сельского хозяйства МНР и Геологоразведочным управлением при Совете Министров МНР было построено несколько десятков буровых и большое количество шахтных колодцев, оборудованных фильтрами и водоподъемными установками. Буровые и шахтные колодцы сооружены главным образом в речных долинах и дают вполне достаточное количество воды в основном хорошего качества для удовлетворения потребностей госхозов.

Выступая с отчетным докладом Центрального Комитета Монгольской народно-революционной партии XIV съезду партии, тов. Ю. Цеденбал говорил: «В области земледелия имеется ряд неразрешенных проблем. Наиболее важной задачей является производство кормов. Сделано еще очень мало для производства концентрированных и сочных кормов для скота. Другой неразрешенной проблемой является разработка и внедрение научно обоснованной системы земледелия в соответствии с нашими природно-климатическими условиями.

В связи с этим при определении дальнейших задач в области развития земледелия в республике мы должны исходить из необходимости разрешения указанных проблем и сделать наше земледелие таким, чтобы оно полностью обеспечивало потребности страны, а животноводства — в кормах. Для

этого необходимо путем дальнейшего освоения целинных земель увеличить посевные площади к концу пятилетки в три раза против 1960 года с тем, чтобы на душу населения приходилось примерно по одному гектару...».

Потребуется дальнейшее расширение исследований, связанных с водоснабжением новых госхозов, машинно-ремонтных станций и животноводческих ферм. Необходимо будет построить также дополнительно несколько сот буровых и шахтных колодцев. Вместе с тем из этой важной задачи освоения новых десятков и сотен тысяч гектаров целинных земель вытекает ряд других проблем большого народнохозяйственного значения. Основной является проблема ежегодного получения устойчивых урожаев сельскохозяйственных продуктов при любых климатических условиях. Как известно, решение ее, до тех пор, пока мы не научились управлять погодой, зависит главным образом от орошения и обводнения целинных земель. Рассмотрим эту проблему более подробно.

Районы освоения целинных земель МНР по сравнению с остальной ее территорией характеризуются повышенным выпадением атмосферных осадков, но в целом относительно небольшим и крайне неравномерным. В мае и июне, т. е. тогда, когда посевным площадям больше всего необходима влага осадков выпадает очень мало. Значительная их часть (до 80%) выпадает в июле и августе, причем часто в это время осадки носят ливневой характер, и, как отмечает Н. Д. Беспалов [16], не могут быть полностью использованы растениями, тем более на бесструктурных почвах. Поэтому растения даже в период дождей находятся под влиянием общих условий засухи. Неравномерно осадки выпадают и по отдельным годам. Наряду с годами, нормальными по количеству атмосферных осадков, наблюдаются засушливые годы с чрезвычайно малым количеством осадков, сопровождающиеся неурожаями сельскохозяйственных культур. За период освоения целинных земель 1959 и 1960 гг. отличались обильными и более или менее равномерными в течение весны и лета атмосферными осадками. В 1959 г. средний урожай на целинных землях составил 9,3 *ц* с 1 *га*, в том числе по госхозам — 10,2 *ц*, а в 1960 г. соответственно 10,4 и 11,7 *ц*. 1961 г. в МНР был засушливым, и урожаи зерновых культур были очень низкими.

Для обеспечения устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур проблема организации орошения и обводнения целинных земель наряду с другими приобретает большое государственное значение. В качестве источников орошения целинных земель могут быть использованы поверхностные и подземные воды.

Однако, несмотря на широкое развитие гидрографической сети в районах целинных земель, возможности использования поверхностных вод для орошения ограничены, так как большинство речных долин имеет небольшие водосборы и несет незначительные водотоки, обычно пересыхающие в периоды засухи. Лишь такие крупные реки этого района, как Селенга, Орхон и некоторые другие, формирующиеся и получающие питание высоко в горах, имеют постоянные водотоки и могут быть использованы для орошения.

Таким образом, единственным надежным источником орошения на всей площади целинных земель МНР являются подземные воды. К числу достоинств подземных вод, используемых для этих целей, относятся: возможность получения их на месте, вблизи орошаемой площади; небольшие потери и высокий к. п. д. оросительной сети; незаиляемость каналов, так как вода не содержит взвешенных частиц и некоторые другие свойства. Недостатками использования подземных вод для орошения считаются иногда большая глубина залегания их; малый дебит колодцев; местами высокая минерализация; необходимость в большинстве случаев механического подъема воды и более высокая стоимость эксплуатации; отсутствие в подземных водах взвешенных илистых частиц и, наконец, низкая температура воды.

В связи с необходимостью выявления закономерностей распространения и формирования ресурсов и химического состава подземных вод на целин-

ных землях большую работу предстоит выполнить Геологоразведочному управлению при Совете Министров МНР, Академии наук МНР, Министерству сельского хозяйства МНР. Вся территория целинных земель должна быть покрыта гидрогеологической съемкой масштаба 1 : 200 000, а отдельные участки ее необходимо закартировать в более детальных масштабах — 1 : 50 000 и 1 : 25 000. Поскольку целинные земли Монголии приурочены преимущественно к речным долинам, есть основания полагать, что при строительстве буровых или шахтных колодцев здесь можно получить вполне достаточное для орошения количество воды. В случае, если дебит отдельных колодцев на тех или иных участках окажется незначительным, необходимо устраивать водозаборы подземных вод из нескольких колодцев. Глубина залегания подземных вод в речных долинах обычно небольшая — 5—10 и реже 20 *м*, в некоторых долинах могут быть встречены напорные, в том числе и самоизливающиеся подземные воды.

Как известно, для растений и почвы допустимо содержание растворенных солей в оросительной воде от 1 до 1,5 *г/л*. На хорошо проницаемых почвах считается допустимым следующее содержание солей: $Na_2CO_3 < 0{,}1\%$, $NaCl < 0{,}2\%$ и $Na_2SO_4 < 0{,}5\%$. При одновременном присутствии этих солей указанные пределы уменьшаются. Вредна для орошения вода, содержащая соли закиси железа, а также вода, в составе солей которой преобладает сода. Д. Тортон и Х. Петерсон [215] обращают внимание также на присутствие в поливной воде бора, содержание которого «... в количестве 2 частей на 10^6, как правило, с течением времени нарушает нормальное развитие большинства культур».

Имеющиеся данные о составе подземных вод на территориях целинных земель показывают, что минерализация их, как правило, не высокая и колеблется в среднем около 0,4—0,6 *г/л*, вредные примеси в воде обычно отсутствуют. Все это позволяет сделать заключение о пригодности подземной воды на данной территории для орошения и отсутствии опасности засоления почв.

К числу недостатков подземных вод целинных земель относится их низкая температура, часто равная 2—3° С, редко поднимающаяся до 5° С. В связи с этим для подогрева воды до температуры, оптимальной для растений (10—15° С), необходимо устраивать резервуары. Наличие резервуара позволит также аэрировать воду перед употреблением на полив и увеличить размеры орошаемой площади за счет одного водозабора.

Таким образом, указанные выше недостатки при использовании подземных вод для орошения в условиях МНР не имеют существенного значения и относительно легко устраняются. Вместе с тем решение проблемы орошения посевных площадей, особенно в ранневесеннее время (до посева) и осенью, а в засушливые годы и в период вегетации, позволит обеспечить на целинных землях высокие и устойчивые урожаи. Стоимость ежегодных затрат на орошение в средние по количеству осадков годы не должна быть высокой, так как период эксплуатации оросительных систем будет коротким. Он должен приходиться в основном на май, июнь, т. е. на время до начала выпадения летних осадков.

Водоснабжение городов и других населенных пунктов. Подземные воды в МНР широко используются для водоснабжения городов и населенных пунктов. Так, например, водоснабжение Чойбалсана основано на эксплуатации подземных вод гидрогеологических формаций эффузивных пород, гранитов и мезо-кайнозойских отложений. Город Ундэр-Хан получает воду из аллювиальных отложений долины Керулена и частично из пород третичного водоносного комплекса. На эксплуатации подземных вод меловых отложений основано водоснабжение Дзун-Баина, Сайн-Шанда и Далан-Цзадагада. Для водоснабжения многочисленных железнодорожных станций, рудничных поселков и предприятий горнодобывающей промышленности используются главным образом воды аллювиальных и мезо-кайнозойских отложений, реже гидрогеологической фор-

мации песчанико-сланцевых пород палеозоя, гранитов и эффузивных образований.

Концентрированные водозаборы подземных вод в городах и населенных пунктах, за исключением Улан-Батора, Сайн-Шанда и Дзун-Баина, отсутствуют. Водоснабжение их осуществляется при помощи одиночных буровых колодцев, сооружаемых для каждого предприятия, жилого квартала или крупного жилого дома. Аналогичным образом до 1960 г. было организовано водоснабжение и Улан-Батора. В различных частях города построено около 150 шахтных колодцев, из них больше половины глубиной до 3 *м* на первой террасе Толы. Остальные расположены на северной и западной окраинах города и в его центральной части. Здесь колодцами эксплуатируются аллювиальные воды второй террассы Толы и некоторые из них имеют глубину до 15 *м* при наиболее распространенной от 5 до 8 *м*. Помимо шахтных (по состоянию на 1960 г.), в городе имеется более 100 буровых колодцев, построенных для водоснабжения отдельных жилых домов, кварталов, государственных учреждений и заводов. Глубина этих колодцев не превышает 50 *м*, но в некоторых местах она достигает 200 *м*. Буровыми колодцами эксплуатируются аллювиальные воды первой и второй террас Толы, воды мезо-кайнозойской гидрогеологической формации и песчанико-сланцевых пород палеозоя. Дебиты колодцев изменяются в широких пределах и на некоторых участках достигают 20 *л/сек*, но подавляющее большинство дает воды до 3—5 *л/сек*.

Отсутствие в городе на протяжении многих лет канализации сточных вод и относительно неглубокое залегание подземных вод, при недостаточном санитарном надзоре со стороны органов здравоохранения, как отмечает К. И. Гоманько, привело к загрязнению не только водопунктов, но и эксплуатируемых ими водоносных горизонтов, особенно аллювиального водоносного горизонта второй террасы Толы, на которой расположена большая часть города. Анализы воды показывают присутствие почти во всех водопунктах, построенных на этой террасе, аммиака, азотной и азотистой кислоты, повышенное содержание сульфатов, хлоридов, окисляемости и наличие признаков бактериального загрязнения.

В связи с этим по решению правительства МНР было намечено построить в Улан-Баторе водопровод и канализацию. Впервые изыскания источников водоснабжения города были начаты в 1948 г. под руководством К. И. Гоманько. В результате выполненных работ установлено, что единственный более или менее надежный источник водоснабжения города — водоносный горизонт аллювиальных отложений пойменной террасы Толы. В 1956—1957 гг. этот горизонт, выше Улан-Батора, изучался гидрогеологической партией Гипрокоммунстроя Министерства коммунального хозяйства РСФСР для обоснования проекта питьевого и хозяйственного водоснабжения города с расходом воды около 20 000 *м*^{3}/*сутки*. На рекомендованном Гипрокоммунстроем участке водозабора бурение эксплуатационных на воду скважин осуществлялось Гипрокоммунводканалом того же Министерства. В 1959 г. вступила в эксплуатацию первая очередь этого водозабора. В 1959—1960 гг. для обоснования комплексного водоснабжения города с общим дебитом в 120 000 *м*^{3}/*сутки* изыскательские работы проводились экспедицией Гидроэнергопроекта Министерства энергетики и электростанций СССР. Эти исследования также выявили большие возможности использования аллювиального водоносного горизонта в пределах Улан-Баторского расширения долины Толы и показали практическую осуществимость проекта строительства здесь водозабора указанной производительности.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КАК ИСТОЧНИК МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Подземные воды являются комплексным полезным ископаемым. Они используются для водоснабжения городов и промышленных предприятий, сельского хозяйства; термальные воды — для теплофикации и получения

электроэнергии; минеральные — для лечебных целей, а высокоминерализованные подземные воды как минеральное сырье для извлечения различных солей и элементов.

Обычные соли в сухом остатке подземных вод — это хлористый и сернокислый натрий, сернокислый кальций и магний, углекислый кальций, магний и реже натрий.

Количество растворенных в подземной воде солей колеблется в широких пределах. В зоне свободного движения подземных вод, в высокогорных районах описываемой площади и во многих других аналогичных территориях земного шара оно обычно не превышает нескольких десятков миллиграммов на литр, редко достигает нескольких сотен. В глубоких горизонтах краевых и межгорных прогибов, в артезианских бассейнах платформенных областей оно увеличивается до нескольких сотен граммов на литр. Эти высокоминерализованные глубокие воды в ряде районов земного шара служат исходным сырьем для выварки пищевой соли, кроме того, они обычно содержат такие микрокомпоненты, как бор, литий, бром, иод, редко серебро, германий и некоторые другие. В связи с бурным развитием химической и редкометальной промышленности указанные элементы с каждым годом приобретают все большее значение, и к изучению общих закономерностей формирования, распространения и установления количественного их содержания в подземных водах в настоящее время проявляется повышенный интерес. Рассмотрим с этой точки зрения подземные воды описываемой территории.

П о в а р е н н а я с о л ь. Известно, какое большое значение в жизни людей и народном хозяйстве любой страны имеет поваренная соль. Она употребляется в качестве приправы в пище, а также широко применяется в химической, рыбной, кожевенной и других отраслях промышленности и сельского хозяйства. Установлено, что при среднегодовой норме потребления соли на одного человека 8—8,5 *кг* для пищевых целей расходуется около 50% современной мировой добычи ее.

В МНР известны месторождения соды, глауберовой соли, гипса или смешанные месторождения указанных солей. Однако месторождения каменной соли на ее территории до сих пор не открыто и, судя по позиции ее в общей геологической структуре Центральной Азии, в настоящее время выявленной достаточно определенно, здесь трудно ожидать встретить в геологических формациях страны крупные месторождения каменной соли.

Имеющееся на самой границе СССР с МНР в пермских отложениях месторождение каменной соли Дабуст-Ула удовлетворяет потребности населения лишь ограниченной части Западной Монголии. На востоке страны ископаемых месторождений каменной соли нет и нет геологических предпосылок для открытия этих месторождений. Известно лишь, что добыча пищевой соли осуществляется здесь на самосадочном оз. Сангин-Далай-Нур. Соль в летнее время образует на озере корочку толщиной 3—4 *см*, которую сгребают лопатами, собирают в мешки и отправляют на верблюдах к местам потребления. Соль здесь высококачественная (хлористого натрия содержится около 99%), но небольшие размеры месторождения не позволяют организовать добычу соли в количествах, необходимых для удовлетворения всех потребностей населения и народного хозяйства этой части страны. Аналогичное по генезису и названию месторождение поваренной соли известно в Южно-Гобийском аймаке, южнее города Далан-Цзадагада. Соли добывается здесь очень мало.

Поваренная соль в Монголии всегда ценилась высоко. По историческим документам известно, что в древности глыбы каменной соли в Монголии, так же как и в Тибете, использовались вместо денег. Для удовлетворения потребностей населения и промышленности в поваренной соли МНР вынуждена импортировать значительное ее количество из других стран.

При анализе материалов по подземным водам МНР мы обратили внимание на выявление геологических структур, содержащих высококонцентри-

рованные подземные рассолы хлорнатриевого типа. Анализ этих материалов позволил прийти к выводу, что наиболее подходящими для выварки поваренной соли являются глубокие подземные воды нижнемеловых отложений района Дзун-Баина. Как указывалось, здесь еще в 1941 г. при разбуривании Ухинской структуры на глубине 300—450 *м* были вскрыты подземные воды хлорнатриевого состава, общая минерализация которых оказалась выше средней минерализации морской воды. Аналогичные воды, но значительно более минерализованные, в последующем были вскрыты в пределах Дзун-Баинской и Цаган-Эльской структур.

Так, минерализация в подземных водах Дзун-Баинской структуры, как мы видели, на некоторых участках достигает 38—71 *г/л*, а в структуре Цаган-Эльс она еще выше — 114 *г/л*. Это самая высокая минерализация подземных вод в МНР. Она также в 3 с лишним раза выше средней концентрации солей в морской воде (3,5%). Как показывают некоторые химические анализы этих вод (табл. 41), находящиеся в них соли почти на 95% состоят из хлористого натрия.

Таблица 41

Химический состав подземных вод Дзун-Баинской и Цаган-Эльской структур

Название структуры	№ скважины	Глубина залегания водоносного горизонта, *м*	Сухой остаток, *г/л*	Форма выражения анализа	Наименование компонентов						
					$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$HCO_3^- + CO_3^{2-}$
Дзун-Баинская	4	823—831	46,012	*мг/л*	16 821	587	158	26 570	1 024	—	—
				мг-экв/л	731,33	29,30	13,00	749,20	21,33	—	3,10
				% экв.	95	4	1	97	3		
То же	317	Нет свед.	71,125	*мг/л*	25 087	1 595	277	42 268	11	55	—
				мг-экв/л	1090,75	99,60	22,78	1192,0	0,23	0,90	—
				% экв.	91	7	2	100	—	—	—
То же	399	180	38,602	*мг/л*	11 983	1 783	401	22 127	840	91,5	—
				мг-экв/л	521,00	89,00	33,00	624,00	17,5	1,50	—
				% экв.	81	14	5	97	3	—	—
Цаган-Эльс	1	1334—1337	114,880	*мг/л*	37 497	3 463	1 060	65 601	1 815	153	—
				мг-экв/л	1630,31	172,80	87,20	1850,00	37,81	2,50	—
				% экв.	86	9	5	98	2	—	—
То же	10	1590—1593	31,045	*мг/л*	10 907	816	18	17 940	209	—	—
				мг-экв/л	474,45	40,70	1,5	506,00	4,35	—	6,3
				% экв.	92	8	—	98	1		1

На основе приведенных данных мы пришли к выводу, что эти рассолы вполне можно использовать как сырье для выварки поваренной соли. Естественно, что добычу ее следует организовать на базе глубоких подземных вод Цаган-Эльской и Дзун-Баинской структур с наиболее высокой концентрацией солей.

Размеры добычи соли должны определяться ее потребностью. При установлении последней можно руководствоваться приведенной выше среднегодовой нормой потребления на одного человека, количеством населения, запросы которого намечается удовлетворить, а также потребностями в соли различных отраслей промышленности и сельского хозяйства.

Необходимо отметить, что, к сожалению, из-за недостаточного внимания к количественному и качественному опробованию водоносных горизонтов, вскрываемых в процессе бурения нефтяных скважин, по некоторым из них,

встретившим высококонцентрированные рассолы, нельзя определить производительность водоносных горизонтов, а иногда даже и интервал их опробования. Поэтому, лишь исходя из общих размеров названных структур и мощности нижнемеловых отложений, содержащих высококонцентрированные рассолы, можно предположить, что запасов последних будет вполне достаточно для организации сравнительно небольшой добычи поваренной соли, необходимой для удовлетворения местных потребностей. Рекомендуется использовать ранее пробуренные глубокие скважины, оказавшиеся за контуром нефтеносности и вскрывшие высокоминерализованные подземные воды, или, если этих скважин будет недостаточно, пробурить одну-две новые скважины, в процессе бурения тщательно опробуя каждый вскрываемый водоносный горизонт.

Незначительная удаленность Дзун-Баинского месторождения от железнодорожной магистрали, наличие в районе топливной и энергетической базы дают достаточные основания для того, чтобы сделать заключение о возможности организации здесь рентабельного предприятия по добыче поваренной соли[1].

Для механизированной выварки соли потребуется строительство специального предприятия и значительные начальные капиталовложения. Если учесть климатические условия района Дзун-Баина и незначительные потребности в соли, то целесообразнее отказаться от данного способа выварить ее, используя тепло солнечной энергии. Как известно, климат района Дзун-Баина характеризуется высокими летними температурами, достигающими на солнце в июле — августе, самых жарких месяцах года, 40—45° С. Осадков здесь выпадает чрезвычайно мало, а количество солнечных дней 300—315, или 85—90% от общего их числа в году. В зимнее время, когда температура воздуха в МНР сильно понижается, добыча соли может осуществляться методом кристаллизации ее при охлаждении рапы в тех же бассейнах, в которых соль будет осаждаться летом. Таким образом, в МНР можно почти круглогодично вести добычу поваренной соли из рассолов.

Б р о м. Первые определения брома в подземных водах Монголии были сделаны в 1941 г. В. В. Дельновым в пробе воды, взятой из нижнемеловых отложений Ухинской структуры. Водоносный горизонт здесь представлен песчаниками, залегающими на глубине 443—449 *м*. Содержание брома в нем незначительное — 61 *мг/л*. Качественно присутствие брома было определено также в водоносном горизонте, залегающем на глубине 316—324 *м* в пределах этой же структуры.

В Дзун-Баинском районе бром определен только в скв. 7 структуры Цаган-Эльс, в водоносном горизонте, залегающем на глубине 1209—1296 *м*, где его содержится всего 119 *мг/л*.

И о д. Иод в значительном количестве, до 40 *мг/л*, был определен в водоносном горизонте, залегающем на глубине 1334—1337 *м* (скв. 1, структура Цаган-Эльс). Качественно иод определен в ряде других скважин Ухинской и Дзун-Баинской структур.

Помимо значительных содержаний ионов натрия и хлора, а также брома и иода, в подземной воде нижнемеловых отложений Дзун-Баинского района можно ожидать присутствие бора, лития, бария, стронция и других микрокомпонентов.

Приведенные данные о содержании в подземных водах Монголии поваренной соли и некоторых микрокомпонентов крайне скудные. Это свидетельствует о том, что изучению закономерностей формирования, накопления и распределения в них микрокомпонентов минерализации, установлению связи их с составом водовмещающих пород и типом подземных вод не уделялось

---

[1] Для окончательного решения вопроса требуется проведение разведки намечающегося месторождения рассолов хлористого натрия и тщательное изучение количества и качества подземных вод и условий их эксплуатации (*прим. ред. — Н. Т.*).

достаточного внимания. Нам кажется целесообразным в дальнейшем обратить внимание исследователей на необходимость выявления указанных закономерностей, более тщательного количественного и качественного опробования водоносных горизонтов, вскрываемых скважинами. При этом надо проводить комплексный анализ подземных вод, определяя в них не только общераспространенные компоненты минерализации, но и микрокомпоненты. Важной задачей работ является оконтуривание площадей распространения водоотдачи и мощности водоносных горизонтов, содержащих микрокомпоненты, для приближенной оценки возможных ресурсов этих вод, в первую очередь по иоду, брому, литию и бору, представляющих в настоящее время наибольший интерес для развития некоторых отраслей народного хозяйства.

Вместе с тем необходимо обратить внимание на изучение газового состава подземных вод, существенно влияющего на технологию извлечения соли из подземных рассолов, систематически вести работу по изучению солевого состава многочисленных озер страны, глубоко разбурить некоторые озерные котловины Восточной и Западной Монголии, в частности, Котловину Больших озер, в пределах которой могут быть встречены соленосные и нефтеносные отложения, а также высокоминерализованные подземные воды, содержащие ценные микрокомпоненты.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ПОИСКОВ СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Подземная вода, проникая в недра земли, встречает и растворяет на своем пути не только горные породы, но и некоторые руды. В районе рудных месторождений она иногда существенно меняет свой состав, обогащаясь характерными для тех или иных месторождений рудными элементами или их спутниками. Поэтому в районе рудных месторождений образуются гидрохимические аномалии, в пределах которых подземные воды часто довольно резко отличаются по составу компонентов от среднего или фонового их содержания, характерного для данного района.

Размеры гидрохимических аномалий зависят от геоморфологических, геологических и гидрогеологических особенностей районов месторождений, а также от масштабов оруденения, времени соприкосновения воды и руды, состава ее и многих других факторов. На выявлении подобных аномалийных участков в подземных водах основан, как известно, гидрохимический метод поисков рудных месторождений полезных ископаемых, теоретически наиболее хорошо разработанный применительно к сульфидным рудным месторождениям.

В МНР специальные поисковые работы на сульфидные рудные месторождения с применением этого метода не ставились. Однако в процессе бурения поисково-разведочных скважин на воду и химического опробования вскрытых ими водоносных горизонтов здесь удалось выявить несколько гидрохимических аномалий, из которых одна аномалия довольно крупная. Она находится в пределах Тамцагской депрессии на крайнем востоке МНР. Аномалия вскрыта двумя буровыми скважинами, находящимися в 5 *км* одна от другой, в 30 (скв. 220) и 25 *км* (скв. 219) на юго-юго-восток от колодца Ара-Булак. Глубина скважин соответственно 49,8 и 50,2 *м*. Обе скважины пробурены в неогеновых отложениях, состоящих из переслоенных песков, песчаников и глин. Вода в скважинах находится на глубине 33,0 и 36,4 *м*, удельный дебит скважин изменяется от 0,75 до 1,4 *л/сек*. Химический состав подземных вод, вскрытых скважинами, показан в табл. 42.

Вода обеих скважин характеризуется кислой реакцией, содержит повышенные количества железа, сульфатов и свободной серной кислоты, минерализация ее также довольно высокая, особенно в скв. 219. Как первый, так и второй анализы показывают, что вскрытые скважинами подземные воды характерны для зоны окисления сульфидных месторождений. Генетически они, возможно, связаны с вкраплениями колчедана в мезо-кайнозойских

Таблица 42

Состав подземных вод Ара-Булакской гидрохимической аномалии

Компоненты	Скв. 220			Скв. 219		
	мг/л	*мг-экв/л*	% экв.	*мг/л*	*мг-экв/л*	% экв.
$Na^+ + K^+$	367,7	15,99	38,8	895,4	38,91	39,0
Ca^{2+}	206,0	10,28	25,0	470,3	23,48	23,6
Mg^{2+}	172,8	14,20	34,6	436,2	35,92	36,0
Fe^{2+}	14,75	0,54	1,6	40,3	1,45	1,5
Сумма	759,05	41,01	100	1842,2	99,76	100,0
Cl^-	578,2	16,3	39,8	352,6	9,94	10,0
SO_4^{2-}	1187,0	24,71	60,2	4315,5	89,82	90,0
HCO_3^-	Нет	—	—	Нет	—	—
Сумма	1765,2	40,01	100,0	4668,1	99,76	100,0
Сухой остаток	2 896	—	—	7 024	—	—
pH	< 6,75	—	—	< 6,75	—	—
H_2SO_4 свободная	—	7,32	—	—	51,15	—
Жесткость общая	—	24,69	—	—	59,94	—

отложениях, выполняющих Тамцагскую депрессию, а возможно, и с наличием здесь залежей сульфидных руд в палеозойском фундаменте.

К сожалению, анализы воды, выполненные в 1943 г., недостаточно полные, в них отсутствуют данные о содержании микрокомпонентов (меди, цинка, свинца и других рудных элементов), вследствие чего в настоящее время невозможно более определенно высказаться о характере первичных руд.

Для выяснения причин образования гидрохимической аномалии представляется целесообразным пробурить в этом районе первоначально одну-две поисково-разведочные скважины до палеозойского фундамента, который, по данным новейших геофизических исследований, находится здесь неглубоко от дневной поверхности.

Помимо Ара-Булакской гидрохимической аномалии, признаки оруденения, по данным опробования некоторых водопунктов Тамцагской депрессии, были установлены в 1959 г. В. В. Павловым. Так, например, в подземной воде самоизливающейся скв. 236, находящейся около моста в пос. Тамцаг-Булак, определено 0,85 *мг/л* серебра, в другой скважине, пробуренной в этом же поселке, установлено 0,17 *мг/л* серебра, в роднике Алтан-Булак, кроме признаков серебра (0,0385 *мг/л*), определено около 1 *мг/л* цинка.

Таким образом, совокупность приведенных данных позволяет сделать заключение о возможной перспективности обширной территории Тамцагской депрессии в отношении обнаружения в ее пределах сульфидных рудных месторождений, хотя поиски их здесь из-за широкого развития мезо-кайнозойских образований, покрывающих неровный фундамент палеозоя, сопряжены с большими трудностями. Не исключена возможность, что происхождение водных ореолов рассеянного оруденения в районе пос. Тамцаг-Булак связано с многочисленным сульфидным рудопроявлением, выявленным и очень слабо изученным на северном склоне хр. Нукут-Дабан, откуда поток подземных вод, омывая эти рудопроявления, движется в сторону пос. Тамцаг-Булак.

ГЛАВА IX

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОХРАНЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Охрана природных богатств, в том числе и охрана подземных вод, в условиях социалистического строя является делом большой государственной важности. Еще на заре существования Советской власти В. И. Ленин писал А. П. Серебровскому: «Еще один вопрос: правильно-ли ставится в Баку вопрос о нефти с точки зрения согласования разных сторон нар[одного] хозяйства? Ведь край богатейший: леса, плодор[одная] (при орошении) земля и т. п. Качаем воду (с нефтью) и не употребляем эту воду на орошение, к[ото]рое бы дало гигантские урожаи сена, риса, хлопка?... Можно-ли развивать нефтепром[ышленно]сть, не развивая орошения и земледелия вокруг Баку? Думает-ли кто и работает-ли кто над этим как следует?»...[1]

Подземная вода, как мы отмечали, является одним из ценнейших полезных ископаемых.

За период послереволюционного развития МНР достигнуты огромные успехи в изучении и выявлении закономерностей распространения и формирования подземных вод, их химического состава, ресурсов. Достаточно сказать, что усилиями главным образом аратского населения, а также специализированных производственных организаций различных министерств и ведомств с помощью специалистов Советского Союза и ряда стран народной демократии в МНР построено несколько десятков тысяч неглубоких шахтных колодцев и около тысячи глубоких буровых скважин на воду, что позволило улучшить водоснабжение аратского населения, обеспечить водой крупные города и промышленные предприятия и обводнить многие районы страны, считавшиеся ранее безводными и поэтому не заселенные.

В практике Советского Союза и других высокоразвитых стран мира известно не мало примеров, когда из-за недостаточных знаний гидрогеологических условий и режима подземных вод, нарушения режима эксплуатации водоносных горизонтов, бесхозяйственного использования подземных вод или неправильной конструкции скважин преждевременно истощаются ресурсы подземных вод или ухудшаются их качества, а на эксплуатирующихся месторождениях промышленных вод теряются ценнейшие для народного хозяйства полезные компоненты вследствие некомплексного их извлечения.

Таким образом, задача охраны подземных вод состоит из трех проблем: охраны ресурсов подземных вод от истощения, охраны вод от загрязнения и борьбы с потерями содержащихся в них микрокомпонентов, важных для развития отдельных отраслей народного хозяйства.

---

[1] Ленинский сборник, XX, 1932, стр. 158—159.

Рассматривая в аспекте этих проблем задачи организации охраны подземных вод в МНР, следует отметить, что первая проблема для нее в настоящее время не имеет важного значения, так как в стране ресурсы подземных вод во много раз превышают существующее водопотребление. Собственно, в практике использования подземных вод для различных народнохозяйственных целей пока не известно ни одного случая признаков их истощения из-за интенсивной эксплуатации. Даже в Улан-Баторе, где для водоснабжения различных предприятий города и жилых домов пробурено более ста буровых и примерно такое же количество построено шахтных колодцев в долинных отложениях Толы, длительное время находящихся в эксплуатации, мы не наблюдаем никаких признаков истощения водоносного горизонта, приуроченного к этим отложениям.

По-видимому, такое же заключение можно сделать и по третьей проблеме, так как попутная добыча высокоминерализованных подземных вод, содержащих некоторые ценные полезные компоненты, осуществляется лишь в районе Дзун-Баинских нефтепромыслов, причем в таких размерах, что вряд ли можно на их базе организовать в настоящее время рентабельное производство по извлечению указанных компонентов. К тому же эти воды, как промышленные, изучены очень слабо.

Однако несомненно, что по мере развития народного хозяйства страны, роста городов и промышленных центров, выявления новых месторождений промышленных вод обе проблемы в будущем приобретут большое значение. В связи с этим необходимо уже в настоящее время организовать в подобных районах эпизодические наблюдения за режимом эксплуатации, дебитом и качеством таких вод.

Совсем иначе обстоит дело со второй проблемой — проблемой предупреждения загрязнения подземных вод. Основными компонентами подземных вод, указывающими на их загрязнение, являются, как известно, соединения азота. Они свидетельствуют о наличии в подземной воде органического вещества животного или растительного происхождения, образующегося преимущественно в результате распада белковых соединений. Конечные продукты этого распада — аммиак, азотистая и азотная кислоты. Косвенным признаком загрязнения воды, главным образом сточными водами, является также окисляемость. В загрязненных органическими веществами водопунктах обнаруживается в составе компонентов минерализации также повышенное содержание хлоридов.

На высокую степень загрязнения грунтовых вод различных гидрогеологических формаций до нас указывали В. Н. Попов [153]. А. Т. Иванов [56], П. А. Деревянко [45] и другие исследователи. Так, например, А. Т. Иванов отмечает, что около 85% из обследованных колодцев содержат загрязненные воды, которые не могут быть признаны пригодными для питья и водопоя скота без проверки их бактериологического состояния. Примерно такую же характеристику водам копаных колодцев дал и П. А. Деревянко.

Для объективной оценки санитарного состояния водопунктов, забирающих воду из различных водоносных комплексов и гидрогеологических формаций, на основании анализов воды, выполнявшихся главным образом лабораторией Восточной экспедиции и Геологоразведочного управления при Совете Министров МНР, нами составлена табл. 43, в которой по данным анализов воды из буровых и шахтных колодцев и родников показано присутствие аммиака, азотистой и азотной кислот, а также окисляемость, т. е. приведены основные показатели загрязнения подземных вод. При этом необходимо отметить, что не во всех анализах одновременно определялся весь комплекс показателей загрязнения воды. Имеется значительное число анализов, в которых определялись или нитраты, или только нитриты; во многих анализах совсем не определялось содержание аммиака. Однако на основе этих, даже далеко неполных, данных можно сделать вполне опреде-

ленный вывод о значительном загрязнении органическими веществами подземных вод, вскрытых указанными водопунктами.

Если считать основными признаками загрязнения воды присутствие в ней аммиака и азотистой кислоты, то наиболее загрязненными оказываются воды шахтных колодцев (см. табл. 43).

Таблица 43

Степень загрязненности ряда водопунктов

Наименование водопунктов	Количество анализов воды	Содержание % к общему количеству анализов				Сумма единиц показателей загрязнения	Количество единиц показателей загрязнения на один водопункт
		NH_4	NO_2	NO_3	O_2		
Буровой колодец	263	117 / 44,4	105 / 40,0	98 / 37,2	222 / 84,4	542	2,06
Шахтный колодец	913	288 / 31,5	550 / 60,2	227 / 24,8	401 / 43,9	1466	1,65
Родник	170	61 / 35,8	65 / 38,2	26 / 15,3	39 / 23,0	191	1,12

Таким образом, наши материалы в основном подтверждают и значительно уточняют данные А. Т. Иванова, П. А. Деревянко и других исследователей.

Подобное распределение приведенных показателей загрязнения различных водопунктов вполне закономерно. Шахтными колодцами эксплуатируются обычно неглубоко залегающие грунтовые воды, область питания которых, как правило, совпадает с областью их распространения. Породы зоны аэрации представлены здесь хорошо фильтрующими рыхлыми разностями пород или сильно разрушенными скальными породами. При таких гидрогеологической обстановке и существующих в МНР системе водоподъема и метода ведения водопойного хозяйства возникают благоприятные условия для фильтрации в водоносный горизонт, эксплуатируемый колодцем, образующихся около него в большом количестве нечистот животного происхождения.

Буровыми колодцами вскрыты более глубокие подземные воды, иногда залегающие под толщей водоупорных глин, предохраняющих их от загрязнения. Поэтому показатели загрязнения вод по аммиаку и нитритам несколько ниже, но в целом также очень высокие.

Родниковые воды наименее загрязнены, по-видимому, благодаря постоянному подтоку свежей воды из питающих их водоносных комплексов и гидрогеологических формаций. Подмечено, что в родниках с высокими расходами вода или совсем не загрязнена, или загрязнение весьма незначительно, во всяком случае не превышает нормы, допустимые для питьевых вод. Наибольшее загрязнение наблюдается у родников с невысокими расходами. Это указывает на то, что вода загрязняется в самом водопункте.

Причинами загрязнения водоносных горизонтов, общими для водопунктов всех категорий, являются: несоблюдение санитарно-технических условий их строительства, неудовлетворительная система водоподъема, особенно из шахтных колодцев, и отсутствие каких-либо законодательств по охране подземных вод от истощения и загрязнения.

Совокупность перечисленных причин привела к тому, что почти все водопункты, эксплуатирующие неглубоко залегающие подземные воды в МНР, оказались загрязненными органическими нечистотами.

Таким образом, главная задача охраны подземных вод в МНР на современном этапе ее развития — это охрана их от загрязнения.

К мероприятиям, которые необходимо осуществить для предупреждения дальнейшего загрязнения подземных вод, относятся следующие. Во-первых, по нашему мнению, наиболее важно строительство новых шахтных колодцев в строгом соответствии с разработанными типовыми проектами, предусматривающими возможность предупреждения попадания органических веществ в водоносный горизонт, эксплуатируемый колодцами. Во-вторых, необходимо изменить существующую систему ручного водоподъема при помощи хобо, заменив ее везде, где есть возможность, механизированной или ручной, но более гигиеничной и совершенной. В-третьих, следует удалить водопойные корыта для скота на некоторое расстояние от колодцев (на длину пути самоочищения). Места заложения буровых колодцев, особенно в населенных пунктах, необходимо согласовывать с органами здравоохранения и санитарной инспекции. Во всех случаях, где возможно, для эксплуатации надо выбирать водоносные горизонты, залегающие под толщей глин. Необходимо, чтобы внешняя колонна обсадных труб была хорошо задавлена в глины, что предупреждало бы попадание нечистот в эксплуатируемый водоносный горизонт; обсадные трубы должны быть на некоторую высоту (до 0,8 *м*) подняты над поверхностью земли. Место водопоя скота, так же как и в случае с шахтными колодцами, должно быть удалено от бурового колодца.

При эксплуатации крупных водозаборов подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения или лечебных целей, состоящих из системы буровых колодцев, необходимо устраивать зоны санитарной охраны.

По действующему в СССР законодательству, некоторые положения которого могут быть применены и в условиях МНР, в пределах зоны санитарной охраны подземных вод выделяются два пояса охраны. Размеры первого пояса для водозаборов эксплуатирующих грунтовые воды устанавливаются примерно в 1 *га* и радиусом не менее 50 *м* вокруг скважины. Для скважин, эксплуатирующих артезианские воды, размеры участка снижаются до 0,25 *га*, радиус сокращается до 30 *м*. В пределах этого пояса запрещается размещать какие-либо жилые и другие постройки.

Размеры второго пояса зоны санитарной охраны устанавливаются, исходя из местных геологических и гидрогеологических условий, но они не должны быть в одну сторону меньше диаметра воронки депрессии от створа водозаборных скважин. Характер проектируемых санитарных мероприятий в пределах пояса зависит от характера загрязнения, самоочищающей способности источника водоснабжения и удаленности очага загрязнения.

В процессе эксплуатации водозаборов должны вестись систематические (периодические) наблюдения за уровнем воды, температурой, химическим составом, изменением дебита водопунктов, а для минеральных лечебных вод, кроме того, за изменением их газового состава и содержанием микрокомпонентов. Работы эти должны вестись по специально разработанной программе особыми станциями по изучению режима подземных вод.

В связи с увеличивающимся с каждым годом использованием подземных вод для различных отраслей народного хозяйства МНР, для предупреждения их истощения и загрязнения представляется целесообразным уже сейчас осуществить в общегосударственном масштабе ряд мероприятий по усилению контроля за использованием подземных вод и их охране путем издания специального закона, как это сделано в Советском Союзе и в ряде стран народной демократии.

ГЛАВА X

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

На территории МНР известно около 150 месторождений различных полезных ископаемых. Подавляющее большинство месторождений находится в благоприятных гидрогеологических условиях, т. е. на вершинах возвышенностей или на их склонах, сдренированных местной гидрографической сетью и, следовательно, или полностью не обводненных или обводненных очень слабо. Поэтому изучена гидрогеология не всех месторождений, а лишь тех из них, которые находятся в неблагоприятных гидрогеологических условиях и эксплуатировались в прошлом, эксплуатируются в настоящее время или намечаются к эксплуатации в будущем. Среди таких месторождений известны угольные, редкометальные, полиметаллические, плавиковошпатовые. Схема расположения их показана на рис. 28. Далее приводится краткое описание гидрогеологических условий этих месторождений.

Угольные месторождения

1. *Налайхинское угольное месторождение* находится в 35—37 *км* юго-восточнее Улан-Батора в пределах одноименной котловины. В различное время в работах по гидрогеологическому изучению месторождения участвовали В. М. Маградзе, Г. Я. Бородяев, Е. А. Николаев, П. Е. Архипова, В. А. Чеховский, Б. А. Воротников, Л. Н. Аристовская, Н. А. Цытович, Н. А. Маринов и др.

Характерной особенностью Налайхинского месторождения является, как мы уже отмечали (см. II главу), наличие на его участке островов многолетнемерзлых пород. По данным П. Е. Архиповой, наименьшая мощность многолетнемерзлых пород наблюдается в западной и юго-западной частях месторождения. В восточной и юго-восточной частях толща его многолетнемерзлых пород заметно увеличивается, достигая 43—44 *м*. Верхняя граница многолетнемерзлых пород находится на глубине 1,5—2 *м* от поверхности земли в пониженных местах и до 3—5 *м* на возвышенностях.

Участок месторождения сложен нижнемеловыми образованиями дзунбаинской свиты, поверх которых залегает маломощный чехол третичных и четвертичных отложений. В отложениях дзунбаинской свиты выделяются две литологически отличных толщи (снизу вверх): глинисто-сланцевая и углистая.

Глинисто-сланцевая толща с резким угловым несогласием залегает на песчанико-сланцевых отложениях среднего палеозоя и герцинских гранитах. Она представлена серыми и темно-серыми глинистыми сланцами, аргил-

литами, глинами, изредка в ней встречаются прослои конгломератов и песчаников, углистые прослойки и прослои серых листоватых горючих сланцев. Изучена часть толщи мощностью 300—350 *м*. Условной верхней ее границей являются конгломераты, залегающие в основании восьмого угольного пласта месторождения.

Отложения угленосной толщи представлены главным образом аргиллитами, алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, углями, глинами; в меньшем количестве в толще встречаются песчаники, пески и конгломераты. Мощность этой толщи 500—550 *м*.

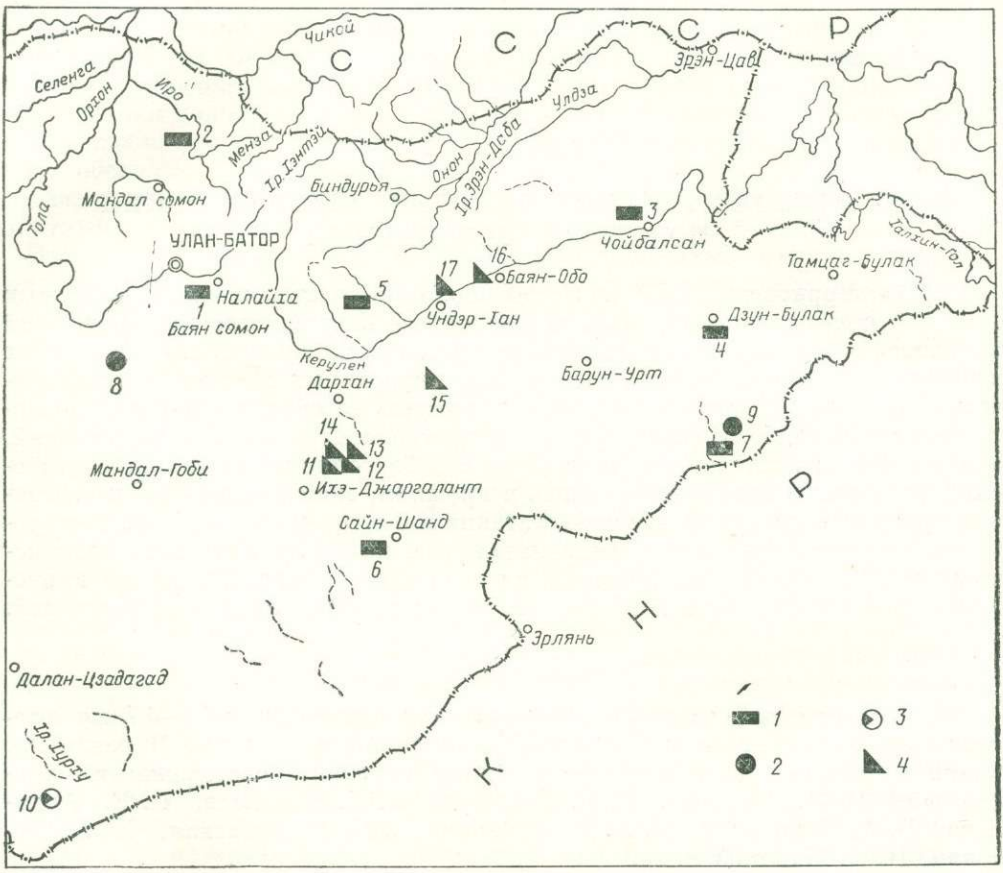


Рис. 28. Схема расположения месторождений полезных ископаемых, для которых дано описание гидрогеологических условий.

Месторождения: *1* — угольные, *2* — редкометальные, *3* — полиметаллические, *4* — плавиковошпатовые.

Характерной особенностью нижнемеловых отложений месторождения, имеющей также важное значение для познания гидрогеологических закономерностей его, являются большие фациальные изменения их состава, наблюдающиеся от периферических частей Налайхинской котловины, где распространены главным образом грубозернистые разности пород, по направлению к центральным ее частям, где развиты преимущественно глины, аргиллиты и алевролиты. Вторая характерная особенность этих отложений — сходство их минералогического и петрографического состава с составом пород, слагающих окружающие Налайхинскую котловину высоты, что свидетельствует о близости областей сноса и осадконакопления.

Третичные отложения на нижнемеловых залегают с размывом и угловым несогласием. В них наблюдаются пески, слабо уплотненные песчаники, конгломераты, глины. Они имеют залегание, близкое к горизонтальному, и максимальную мощность 350—400 *м*.

Четвертичные образования прерывистым чехлом покрывают все более древние породы. В них установлены элювиально-делювиальные, аллювиально-пролювиальные и аллювиальные отложения. На участке месторождения распространены главным образом отложения первого генетического типа, представленные грубыми супесями, суглинками, редко песками, переполненные щебенкой и слабо окатанными валунами подстилающих пород. Мощность их около 2—3 *м*, но местами она увеличивается до 10 *м*.

Тектоника участка месторождения достаточно сложная. При общем пологом (12—15°) моноклинальном залегании угленосных отложений с падением на юг она характеризуется чрезвычайно широким развитием дизъюнктивных нарушений типа сбросов и редко взбросов. Наиболее крупные из них имеют широтное и северо-западное простирание с амплитудой смещения от 60 до 170 *м*. Для более мелких нарушений характерны меридиональные направления, реже северо-восточные или северо-западные. Амплитуда смещения пород по этим нарушениям не превышает 25—35 *м*. Наиболее разбита тектоническими нарушениями восточная часть месторождения, где сбросы самого различного направления образуют достаточно плотную сетку. Центральная и западная части месторождения нарушены слабо и имеют более спокойное залегание пород.

Гидрогеологические условия Налайхинского угольного месторождения определяются физико-географическими условиями района и геолого-тектоническим строением его.

По отношению к многолетнемерзлым породам на участке месторождения выделяются надмерзлотные и подмерзлотные подземные воды.

Надмерзлотные воды имеют спорадическое распространение, встречаясь лишь на отдельных участках с июня по сентябрь. Они залегают на глубине до 3—4 *м* и там, где распространены, образуют водоносный горизонт мощностью не более 1 *м*. Водовмещающими породами его являются третичные и четвертичные песчаные и щебнисто-галечниковые отложения, обводненность пород слабая — дебиты водопунктов не превышают 0,005 *л/сек*. Питание надмерзлотного водоносного горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков, конденсации влаги из атмосферы воздуха и частично за счет влаги, содержащейся в мерзлых породах и образующейся летом при их оттаивании. Эти воды, довольно высокой минерализации (около 1 *г/л*), загрязнены органическими нечистотами, вследствие чего никакого практического значения, например для водоснабжения, не имеют.

Подмерзлотная вода залегает в нижнемеловых отложениях сразу под нижней поверхностью многолетнемерзлых пород или ниже ее, когда под ней находятся глины или плотные аргиллиты.

Как уже отмечалось, из-за особенностей геологического строения месторождения здесь не представляется возможным выделить водоносные горизонты, прослеживаемые на значительной площади котловины. Поэтому все исследователи, занимавшиеся изучением гидрогеологических условий Налайхинского угольного месторождения, выделяют на его участке водоносные толщи, границы между которыми условно проводятся по литологическим горизонтам, вмещающим угольные пласты. Всего на участке месторождения сверху вниз выделено девять таких водоносных толщ; краткая характеристика их приводится в табл. 44.

Как видно из табл. 44, нижнемеловые отложения месторождения характеризуются чрезвычайно неравномерной обводненностью. Наиболее обводнены породы четвертой — седьмой водоносных толщ. Породы, расположенные выше четвертой и ниже седьмой толщ, обводнены значительно меньше.

Таблица 44

Характеристика водоносных толщ Налайхинского угольного месторождения

№ толщ	Состав водовмещающих пород	Мощность, *м*	Глубина залегания, *м*	Напор, *м*	Коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Примечания
I	Глинистые пески, песчаники, угли	3,2—12	20—40	3—21,65	—	
II	Глинистые пески, песчаники, аргиллиты, угли	3—20	—	5—75	—	
III	Пески, песчаники, угли, реже конгломераты	2—30	34,9—188	10—111,5	0,63—0,71	
IV	Пески, песчаники, аргиллиты, угли	20	39—172,2	10,34—84,4	7,1—15,8	
V	То же	3—20	23,48—179,45	2—179	3,5—18,1	
VI	»	2—5	—	8,6—117	8,2—12,5	Приток воды при проходке капитальной шахты колебался от 75 до 120 *м³/ч*
VII	Пески, песчаники, угли, углистые сланцы	—	44,7—146,2	До 131	—	То же, 170—240 *м³/ч*
VIII	Пески, песчаники, конгломераты, угли	4—20	47,7—204	2,9—177,8	1,53—2,07	Приток воды при проходке капитальной шахты вначале составлял 170 *м³/ч*, затем снизился до 60—70 *м³/ч*
XI	Конгломераты, песчаники	4,5—10	33,8—84	—	—	

Неравномерная обводненность продуктивных отложений месторождения обусловлена быстрой сменой литологического состава водовмещающих пород в вертикальном разрезе и по простиранию, а также прохождением в них многочисленных зон тектонических нарушений. Действительно значительные притоки воды (см. табл. 44), наблюдавшиеся при проходке капитальной шахты, суммарно достигавшие 240 *м³/ч*, объясняются тем, что в местах этих притоков вскрывались тектонические зоны, сопровождавшиеся повышенной трещиноватостью прилегающих к ним пород. После проходки подобных участков трещиноватость пород и притоки воды к шахтным стволам резко падали.

Все выделенные и кратко охарактеризованные водоносные толщи месторождения строго не изолированы одна от другой, а, несомненно, связаны между собой как на отдельных участках в пределах самой котловины, так и в области их питания.

Это подтверждается не только пестротой литологического состава пород и обилием в них трещин, но и близостью отметок пьезометрических уровней водоносных толщ, приблизительно одинаковой степенью минерализации подземных вод и одним и тем же их химическим составом.

Получая питание со стороны обрамляющих Налайхинскую котловину высот, а также, по-видимому, за счет инфильтрации атмосферных осадков на участках, где отсутствуют многолетнемерзлые породы, подземные воды котловины выклиниваются в долине Толы, которая является местным базисом эрозии. Этот вывод подтверждается не только общими соображениями

об условиях формирования подземных вод Налайхинской котловины, но и анализом отметок пьезометрических уровней в пределах изученной части котловины, показавшим закономерное их снижение с запада-юго-запада на восток-северо-восток, т. е. в сторону открытой части долины Толы.

Налайхинское угольное месторождение уже на протяжении нескольких лет дает около 1000 *т* угля в сутки, приток воды в горные выработки составляет около 30 *м*³/*ч*. Таким образом, коэффициент водообильности месторождения равен 0,7, что позволяет отнести его к слабо обводненным месторождениям.

2. *Шараингольское угольное месторождение* находится примерно в 220 *км* севернее Улан-Батора, в долине Шараин-Гола, от которой и получило свое название. В геологическом строении месторождения участвуют отложения юрско-мелового возраста, выполняющие небольшую узкую межгорную котловину (грабен) северо-восточного простирания.

Нижняя часть разреза их сложена 280—300-*м* толщей базальных конгломератов и подчиненных им песчаников. Средняя часть разреза представляет собой собственно продуктивные отложения и состоит из переслаивающихся между собой конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых сланцев, среди которых установлены шесть рабочих пластов угля, причем главный пласт — «великан» имеет мощность 15,5 *м* и «голова» его выходит в долину Шараин-Гола, где он перекрывается ее аллювиальными отложениями. Верхняя часть разреза описываемых отложений представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Борта котловины сложены осадочно-метаморфическими и интрузивными породами палеозоя. Контакты между ними и продуктивными отложениями тектонические. Продуктивные отложения в пределах грабена дислоцированы в пологую синклинальную складку с осью, погружающейся в юго-западном направлении, т. е. параллельно основному направлению грабена.

Гидрогеологические условия участка месторождения сложные, что объясняется наличием в долине Шараин-Гола достаточно мощной и обводненной аллювиальной толщи, перекрывающей в северо-восточной части месторождения продуктивные отложения, и местами высокой обводненностью последних.

По данным В. В. Павлова, аллювиальные пойменные отложения мощностью от 7 до 28 *м* на отдельных участках промерзлены до глубины 8—17 *м*. Верхняя поверхность промороженных пород находится на глубине от 2,5 до 4,5 *м*. В соответствии с этим в пределах долины выделяются надмерзлотные и подмерзлотные воды. Надмерзлотные воды никакого влияния на обводненность месторождения не оказывают.

Водовмещающие породы подмерзлотного водоносного горизонта представлены разнозернистыми песками, песками с галечником, гравием и валунами, не выдержанными в горизонтальном направлении и в разрезе. Эти воды создают напор 5—8 *м*, в некоторых местах они поднимаются выше поверхности земли и самоизливаются из скважин с дебитом от 0,25 до 0,75 *л*/*сек*. Фильтрационные свойства аллювиальных отложений достаточно высокие — коэффициент их фильтрации колеблется от 6,9 до 10,6 *м*/*сутки*. Расход аллювиального потока долины Шараин-Гола составляет 26,9 *м*³/*ч*, или около 7,5 *л*/*сек*. Водоупорных пород между подмерзлотным аллювиальным водоносным горизонтом и водоносным горизонтом юрских продуктивных отложений нет, что позволяет предполагать наличие между ними гидравлической связи.

Вследствие своей значительной фациальной изменчивости юрские отложения в разрезе и в плане обводнены чрезвычайно неравномерно. Наиболее обводнены надугленосные и собственно угленосные отложения, подугленосные породы обводнены слабо. Однако и в пределах распространения надугленосных и угленосных отложений также выделяются участки, различные по степени обводненности. Так, совершенно четко среди пород надугленосных отложений северо-восточной части месторождения выделяется полоса

шириною около 800 *м* достаточно сильно обводненных пород. Действительно, коэффициенты фильтрации этих пород колеблются здесь от 2,89 до 28,65 *м/сутки*, а удельные дебиты скважин — от 1,5 до 9 *л/сек*. В то же время коэффициенты фильтрации этих же пород, развитых в юго-западной части разведанного участка месторождения, составляют всего лишь 0,042—0,22 *м/сутки*, а удельные дебиты скважин — 0,1—0,054 *л/сек*.

Фильтрационные свойства угольного пласта «великан» в различных частях месторождения также не одинаковы, но в целом достаточно высокие — коэффициент его фильтрации изменяется от 0,21 до 29,1 *м/сутки* и в среднем по данным откачек из пяти скважин равен 8,8 *м/сутки*.

Подугленосные отложения характеризуются очень слабой обводненностью. Коэффициент их фильтрации колеблется от 0,0052 до 0,056 *м/сутки*.

Такая неравномерная обводненность продуктивных отложений месторождения объясняется не только резким изменением состава их в разрезе и по простиранию, а также приуроченностью этой высокодебитной полосы к долине Шараин-Гола, но и, по-видимому, более интенсивным развитием в них трещин, хорошо промытых подземными водами, чего на наблюдается на других участках месторождения.

Около 40 % разведанных запасов угля на месторождении предполагается отработать открытым способом, при этом глубина карьера по юго-западной стенке его должна достигнуть 100 *м*. Для этих условий и при отводе поверхностных вод Шараин-Гола от карьера с помощью спрямления ее русла В. В. Павлов определил максимальный приток воды в карьер в начальный период вскрытия месторождения в 730 $м^3/ч$. При таком притоке коэффициент водообильности для месторождения составит 2—6 $м^3/т$ добытого угля, что позволяет отнести месторождение к среднеобводненным. С течением времени притоки воды в горные выработки, по его данным, должны уменьшиться.

3. *Баян-Булакское угольное месторождение* находится в 17 *км* северо-западнее г. Чойбалсана в пределах обширной Восточно-Монгольской равнины, сложенной здесь мезо-кайнозойскими континентальными образованиями. Разрез их на участке месторождения довольно простой. Сверху залегают третичные, скорее всего плиоценовые, отложения, представленные слабо уплотненными серыми и белесыми гравийно-галечниковыми песчаниками, содержащими редкие прослои таких же по цвету и слабо уплотненных конгломератов. Мощность этих отложений около 12—15 *м*. На подстилающих их нижнемеловых отложениях они залегают с размывом и небольшим угловым несогласием.

В нижнемеловых отложениях установлены бурые, слабо уплотненные угли, глинистые сланцы, редко песчаники. Мощность их на участке месторождения не определена, но по данным работ, выполненных в смежных районах, известно, что она достигает 800 *м*, причем на более значительных глубинах в их разрезе начинают преобладать эффузивы среднего и основного состава (базальты, андезито-базальты, порфириты).

Угольный пласт мощностью более 20 *м* в свое время довольно детально изучался. В результате разведочных работ, выполненных под руководством В. И. Жерехова, определены границы распространения пласта, мощность его в различных частях месторождения, качество и т. д. В процессе этих работ на месторождении проводились также небольшие гидрогеологические исследования. Установлено, что подземные воды на месторождении в зависимости от рельефа залегают на глубине от 5 до 24 *м* и образуют несколько грунтовых бассейнов, разобщенных водоупорными породами. Наблюдениями за уровнем подземных вод, проводившимися на участке месторождения в течение года, установлены его незначительные колебания — 0,15—0,25 *м*.

Поскольку угольный пласт залегает на глубине 15 *м*, отработка месторождения производилась открытым способом и только до уровня подземных вод. Специальные гидрогеологические работы для оценки возможных водопритоков в карьер при его заглублении ниже уровня подземных вод на место-

рождении не ставились. Имеются лишь данные Н. К. Сорокина по скв. 31, пройденной на участке месторождения для водоснабжения поселка. Скважина глубиной 38,6 *м* дала дебит около 6 *л/сек*, однако уровень воды понизился всего лишь на 0,1 *м*. Все это позволяет предполагать весьма значительную обводненность продуктивных пород месторождения.

Правда, В. К. Жерехов, исходя из предположения о наличии на участке месторождения небольшого бассейна грунтовых вод, высказал мнение, что значительные притоки воды в горные выработки при разработке месторождения будут лишь в начальный период его эксплуатации, а затем должны резко сократиться.

4. *Дзун-Булакское угольное месторождение* находится в 160 *км* южнее г. Чойбалсана. Оно расположено в небольшой межгорной котловине, выполненной нижнемеловыми и третичными континентальными образованиями. Месторождение представлено тремя угольными пластами, приуроченными к нижнемеловым отложениям восточной части котловины. Угольные пласты залегают на глубине от 8 од 16 *м*. Размеры месторождения небольшие.

Гидрогеологические условия месторождения не изучались. Имеющиеся отрывочные данные о подземных водах, заимствованные из работы Г. Я. Бородяева и М. А. Чтецовой, показывают, что на участке месторождения в угленосных отложениях имеется поток подземных вод, движущийся с севера на юг и залегающий на глубине около 10 *м* от поверхности земли. Наблюдениями за водопритоком, проведенными при проходке шахт, установлено следующее: при проходке шахты № 2 приток достигал 225 $м^3/ч$, а шахты № 1 — лишь 35 $м^3/ч$. В шурфе, на месте которого в прошлом существовала водокачка, насос производительностью 35 $м^3/ч$ работал непрерывно долгое время, однако уровень воды при этом не снижался. Приведенные данные подтверждают весьма изменчивую обводненность продуктивных отложений, объясняющуюся, по-видимому, неравномерным развитием тектонической трещиноватости и пестрым литологическим составом водовмещающих пород, даже в пределах очень небольшой площади, какой является участок месторождения.

5. *Мурэнское угольное месторождение* находится в 70 *км* на северо-запад от Ундэр-Хана. Продуктивные отложения месторождения представлены песчаниками, песчано-глинистыми, глинистыми и углистыми сланцами и углями пермского возраста. Породы собраны в складки северо-восточного простирания и падают на юго-восток. Месторождение в прошлом эксплуатировалось местной промышленностью города, в связи с чем на нем была пройдена наклонная шахта глубиною 47 *м* и ряд других горных выработок. Как указывает Н. И. Астреинов, в выработках до приведенной глубины подземная вода не была встречена. Опробование разведочных скважин и шурфов, пройденных на участке месторождения, показало приток воды всего лишь 0,15 *л/сек* при снижении ее уровня на 10 *м*. Эти данные позволяют сделать заключение о слабой обводненности месторождения.

6. *Тушилгинское угольное месторождение* находится в 16—18 *км* к юго-западу от Сайн-Шанда. Участок месторождения сложен сильно метаморфизованными породами палеозоя, континентальными осадочными и эффузивными образованиями юры и мела. Угленосны юрские отложения, состоящие из аргиллитов, песчаников, углистых сланцев, углей и глинистых известняков, общей мощностью около 250 *м*. Породы собраны в крупную синклинальную складку, осложненную на крыльях мелкой складчатостью. На месторождении широко развиты дизъюнктивные нарушения. Амплитуда сбросов варьирует от долей метра до десятков метров, в редких случаях достигает 100—150 *м*.

В пределах месторождения распространены подземные воды гидрогеологической формации песчанико-сланцевых пород палеозоя, юрского и мелового водоносных комплексов.

Гидрогеологическими работами, проведенными на участке месторождения под руководством Ф. К. Шипулина, установлено, что вследствие сильной трещиноватости пород и большого количества зон тектонических нарушений подземные воды гидрогеологической формации палеозоя, юрского и мелового водоносных комплексов гидравлически связаны между собой и образуют единый водоносный горизонт, залегающий на глубине до 12 *м*. Лучшими по качеству являются подземные воды песчанико-сланцевой формации палеозоя и мелового водоносного комплекса, но изучены они слабо. Водоносность продуктивных пород юрского водоносного комплекса изучалась более детально. Для этого на участке месторождения были опробованы разведочные скважины, шурфы и определены притоки воды в эксплуатационные горные выработки.

В результате выполненных работ установлена чрезвычайно слабая обводненность этих пород. Так, например, дебиты пройденных в них скважин колебались от 0,02 до 0,2 *л/сек*, приток воды в один из опробованных шурфов составлял около 0,08 *л/сек*, а в зумпф, пройденный в одной из штолен, в течение суток набиралось всего лишь 250 *л* воды. Небольшая водосборная площадь участка, развитая сеть оврагов и малое количество атмосферных осадков являются главными причинами слабой обводненности месторождения.

7. *Баян-Цогтойское угольное месторождение* находится в 53 *км* на юго-запад от пос. Югодзыр в северной части узкой, но протяженной межгорной долины, выполненной нижнемеловыми отложениями. Они представлены пластами угля, часто чередующимися с песчаниками и реже с глинистыми сланцами. Всего на месторождении выявлено 15 пластов угля, из которых промышленны лишь три пласта.

Подземные воды на участке месторождения залегают на 5—13 *м* от поверхности земли, наиболее распространенная глубина залегания 8—9 *м*. Специальные гидрогеологические исследования, связанные с определением возможных водопритоков в горные выработки, не проводились. Согласно отрывочным наблюдениям за подземными водами, осуществлявшимся при разведке месторождения, глубокие горизонты его, по-видимому, достаточно высоко обводнены. Так, например, приток воды в одну из дудок составлял 3,6 $м^3/ч$ при снижении уровня на 0,24 *м*, а приток воды в опытную шахту при снижении уровня на 1 *м* — 12,6 $м^3/ч$. Эти данные, а также положение месторождения около крупной, регионально прослеживающейся зоны тектонического нарушения, вызвавшей развитие сильной трещиноватости в водовмещающих породах, дают все основания для предположения значительных притоков воды в горные выработки при вскрытии ими более глубоких горизонтов месторождения.

Редкометальные и полиметаллические месторождения

8. *Ихэ-Хайрханское вольфрамовое месторождение* находится примерно в 150 *км* южнее Улан-Батора на склоне безымянной горы. Оно представлено серией крутопадающих жил, расположенных в юрских порфиритах.

По данным Н. Н. Чулюкова, в районе месторождения распространены воды гидрогеологической формации гранитов, эффузивных пород, мезо-кайнозойских континентальных отложений и четвертичного водоносного комплекса.

Обводненность пород гидрогеологической формации гранитов и эффузивных образований на участке месторождения не изучена и автор лишь высказывает предположение, что эти породы могут быть водоносны, но обводненность их аналогично другим районам Восточной Монголии, вероятно, незначительна. Гидрогеологическая формация мезо-кайнозойских континентальных отложений распространена в межгорной долине южнее и северо-западнее месторождения, где она вскрыта несколькими скважинами на глубине от 10 до 27,2 *м*. Скважины имели дебит от 0,5 до 3 *л/сек*. Воды

четвертичного комплекса незначительно распространены лишь в долинах, их нет на участке месторождения.

Касаясь обводненности месторождения, Н. Н. Чулюков отмечает, что оно находится на склоне горы на 100—125 *м* выше тальвега ближайшей долины. Подземные воды на месторождении разведочными скважинами вскрыты в эффузивах на глубине от 54 до 99,6 *м*. Высота горы, на которой начинается месторождение, 1501,2 *м*, зеркало подземных вод находится на отметке 1308 *м*, запасы трехокиси вольфрама по категории C_1 подсчитаны до отметки 1295 *м*, а по категории C_2 — до 1270 *м*, что ниже поверхности подземных вод соответственно на 13 и 38 *м*. Таким образом, около 95% всех запасов трехокиси вольфрама на месторождении находится выше уровня воды; это позволяет сделать заключение о благоприятных гидрогеологических условиях месторождения. Если в дальнейшем будет намечена разработка запасов руды и ниже уровня подземных вод, то вряд ли можно ожидать больших притоков воды в горные выработки, так как на глубине порядка 100 *м* эффузивы чрезвычайно слабо трещиноваты и практически безводны.

9. *Югодзырское вольфрамо-молибденовое месторождение* находится в 270 *км* юго-восточнее Чойбалсана. Рудное поле месторождения расположено на склонах и вершинах возвышенностей, расчлененных распадками, впадающими в долину Чоноин-Гола. Наиболее богатая часть месторождения приурочена к Грейзеновой и Постовой сопкам. Относительное превышение Постовой, Грейзеновой и Северной сопок над долиной Чоноин-Гола достигает соответственно 100, 69 и 56 *м*. Участок месторождения представлен песчанико-сланцевыми отложениями среднего палеозоя и прорывающими их грейзенизированными гранит-порфирами. Долина Чоноин-Гола и некоторые крупные распадки участка месторождения выполнены третичными, а мелкие — четвертичными отложениями.

В структурном отношении песчанико-сланцевые породы среднего палеозоя образуют антиклинальную складку, на севере обрезанную крупной зоной тектонического нарушения. В мезозойское время в ядро этой складки, возможно, по названному разлому внедрилась интрузия гранит-порфиров.

Месторождение представлено многочисленной серией пологопадающих кварцево-вольфрамовых и галенито-флюоритовых жил, грейзеново-рудными телами и зонами окварцевания.

Гидрогеологические исследования в районе месторождения в 1939 г. проводили В. Ф. Ковалев, в 1940—1941 гг. В. А. Чеховский, в 1950 г. С. П. Албул. Результаты этих работ, дополненные новыми материалами, собранными при доразведке месторождения в 1953—1956 гг. Д. И. Федоровичем, и легли в основу настоящего описания.

В районе Югодзырского месторождения распространены подземные воды четвертичного и третичного водоносных комплексов, гидрогеологических формаций метаморфических песчанико-сланцевых пород палеозоя и гранитов.

В четвертичном водоносном комплексе водоносны аллювиально-пролювиальные, элювиально-делювиальные и аллювиальные отложения, представленные песками с гравием и галькой, иногда супесями и грубыми суглинками. Они распространены ограниченно, приурочены главным образом к небольшим долинам рек и ручьев, где залегают чаще всего на 5—7 *м*, но местами вскрываются на 10 и даже 25 *м* от поверхности земли. Дебиты родников и колодцев, получающих воду из этих отложений, не превышают 0,3—1 *л/сек*.

Третичный водоносный комплекс приурочен к долине Чоноин-Гола. Водовмещающие отложения его представлены разнозернистыми песчаниками и конгломератами, сверху перекрытыми красными плотными глинами, а снизу подстилаемые элювием метаморфических сланцев палеозоя. Мощность водоносного горизонта изменяется от 7 до 22 *м*. Он вскрывается на глубине 15—25 *м* и характеризуется напорным режимом, пьезометрические уровни его устанавливаются на глубине 9,4—14,5 *м*. В связи с необходи-

мостью обеспечения технической водой обогатительной фабрики, построенной на месторождении, указанный водоносный комплекс в долине Чоноин-Гола изучался подробно. Для этого, как мы отмечали (см. IV главу), здесь было пробурено несколько скважин, в результате опробования которых установлено, что третичные отложения обладают достаточно высокими фильтрационными свойствами (коэффициент фильтрации 9,97 *м/сутки*) и что при помощи системы буровых скважин, заложенных в двух створах, находящихся в 900 *м* один от другого, из них может быть получено до 24 *л/сек* воды.

Гидрогеологическая формация песчанико-сланцевых пород палеозоя широко распространена в районе. Глубина залегания подземных вод в этих породах колеблется в широких пределах и зависит главным образом от рельефа местности. Обводненность пород слабая. По данным В. А. Чеховского, приток воды на 1 пог. *м* вскрытой части водоносного горизонта колеблется от 0,005 до 0,052 *л/сек*, родники имеют дебит 0,025 *л/сек*.

Палеозойские сланцы, залегающие на возвышенных участках рельефа, сдренированы, вследствие чего часть запасов руды, приходящаяся на такие участки, не обводнена. Вода в сланцах на месторождении появилась на глубине 70—75 *м* от вершины Постовой сопки. В слепой шахте № 3, заложенной на горизонте 136 *м*, подземные воды были встречены на 8,5 *м* от устья, причем наблюдения за притоками воды показали, что величина их довольно значительно меняется с глубиной. До подсечения первой кварцевой жилы удельный дебит шахты не превышал 3,07 $м^3/ч$. После вскрытия контакта лежачего бока жилы, как отмечает Д. И. Федорович, удельный дебит ее увеличился до 9,72 $м^3/ч$, но затем по мере дальнейшего углубления ствола снизился до 2—2,25 $м^3/ч$. Такие водопритоки при проходке палеозойских сланцев наблюдались и в других выработках. Повышенной обводненностью сланцы обладают и на контакте с гранитами. Они также характеризуются высокой обводненностью и на ряде участков в них вскрываются напорные самоизливающиеся воды. Так, стволы буровых скв. 14 и 19, подсеченные горными выработками на горизонте 120 и 111 *м*, фонтанировали на протяжении одного года, а подземная скв. 60, пройденная из квершлага № 19 слепой шахты № 3, фонтанировала несколько лет, постепенно уменьшая дебит, максимально достигавший 6—7 *л/сек*. Напорные воды в гранитах были вскрыты также стволом шахты № 2.

О степени обводненности месторождения и о возможных притоках воды в горные выработки Д. И. Федорович сообщает следующее.

При проходке шахты № 2, расположенной в северо-западной части рудной залежи, небольшие водопритоки в нее (порядка 1,5—2,0 $м^3/ч$) наблюдались с глубины 50—60 *м*. После вскрытия грейзенизированных гранитов водопритоки в шахту значительно увеличились. Согласно наблюдениям при измерении времени затопления того или иного интервала выработки средний приток подземных вод в шахту составил около 30—32 $м^3/ч$, изменяясь от 14,4 до 43,0 $м^3/ч$ в зависимости от глубины шахты и характера проходимых пород. Результаты наблюдений за водопритоком в шахту на различных ее горизонтах приводятся в табл. 45.

В 1952 г. шахта № 2 была затоплена до горизонта 115 *м*. В декабре 1955 г. перед началом разведочных работ потребовалось произвести ее откачку до горизонта 60—65 *м* и поддерживать этот уровень с небольшими отклонениями в течение всего периода разведочных работ системой постоянного водоотлива, осуществляемого двумя подвесными насосами типа АТН-10.

В первые недели откачки общий приток подземных вод в шахту № 2 при положении динамического уровня воды ниже горизонта 65 *м* достигал 70 $м^3/ч$, а в дальнейшем по мере сработки геологических запасов подземных вод стал быстро уменьшаться и уже через месяц не превышал 40—46 $м^3/ч$. Через 4 месяца после начала откачек приток подземных вод в шахту почти совершенно стабилизировался и по данным систематических наблюдений, проводившихся непрерывно в течение 5 месяцев (с июля по ноябрь),

Таблица 45

Характер водопритоков на различных горизонтах шахты № 2 Югодзырского месторождения

Дата измерения	Глубина шахты, м	Отметка забоя (горизонт измерения)	Дебит, м³/ч	Характер водопритока
18/IX 1951 г.	98,0	82,0	14,4	Струи из трещин по южной стенке и с забоя
1/X 1951 г.	103,0	77,0	20,0	То же
7/X 1951 г.	103,5	76,5	26,0	Струи из трещин по южной стенке, с забоя и с западной стенки
1/XII 1951 г.	110,0	70,0	43,0	То же, а также фонтан по западной стенке
24/I 1952 г.	117,0	63,0	32,0	Струи из трещин по западной стенке и фонтан с забоя
10/II 1952 г.	118,5	61,5	33,0	Струи из трещин по западной и северной стенкам, а также фонтан из шпура в забое
10/IV 1952 г.	125,0	55,0	22,0	Струи по западной стенке
21/IV 1952 г.	126,0	54,0	34,0	То же, а также из трещин по западной и северной стенкам и фонтан из шпура на забое

составил в среднем 32—33 $м^3/ч$, временами возрастая до 35—40 $м^3/ч$ в связи со вскрытием локальных участков напорных вод.

Достаточных материалов об обводненности верхних горизонтов рудной залежи не имеется, и о порядке этих величин можно судить лишь по результатам наблюдений, выполненных при затоплении шахты. Согласно этим наблюдениям полное затопление разведочных штреков и рассечек (горизонт 65,0—68,5 *м*) суммарным объемом около 470 $м^3$ продолжалось 14 *ч*, что равносильно величине водопритока 33—34 $м^3/ч$. Все вертикальные восстающие и соответствующий интервал шахты до уровня горизонта 98 *м* были затоплены за 21 *ч*. Поскольку общий объем затопленных выработок определяется в 550 $м^3$, средняя величина водопритока для всего указанного интервала в целом составляет 23—26 $м^3/ч$. В дальнейшем по мере поднятия уровня воды в шахте водопритоки в нее резко сократились. Так, затопление ствола шахты между отметками 98 и 112 *м* продолжалось 48 *ч*, что соответствует величине притока порядка 3 $м^3/ч$. Статический уровень воды (горизонт 115 *м*) устанавливался более 20 суток.

Наибольшие водопритоки обычно наблюдаются в первое время после вскрытия той или иной водоносной зоны. В дальнейшем же в связи с истощением геологических запасов подземных вод водопритоки в горные выработки постепенно уменьшаются.

Таким образом, подземные воды, формирующиеся в гранитах, отличаются явно выраженным трещинным характером со спорадически встречающимися сильно обводненными участками, обычно несущими напорные воды. Общая величина водопритока в разведочные выработки, пройденные на горизонте 65 *м*, т. е. в области лежачего бока рудной залежи, определяются в 32—33 $м^3/ч$.

Сопоставляя данные о притоке подземных вод в ствол шахты № 2 в период его проходки с данными о водопритоке при наличии сравнительно развитой сети горных выработок, можно видеть, что водоприток практически не зависит от увеличения площади водосбора, достигая в обоих случаях 30—33 $м^3/ч$. Этими величинами, полученными в ходе многомесячных непрерывных откачек, очевидно, характеризуется постоянный приток динамических запасов подземных вод при данном поперечном сечении подземного потока,

так как геологические запасы были истощены в первые 3—4 месяца откачек, причем максимальные водопритоки равнялись 70 $м^3/ч$.

На основании изложенного можно считать, что в первые периоды освоения и эксплуатации месторождения притоки подземных вод в горные выработки будут происходить в основном при сработке геологических запасов подземных вод и в зависимости от интенсивности продвижения забоев составят 70—100 $м^3/ч$.

В дальнейшем по мере сработки этих запасов величина водопритока всецело определится характером динамического потока, расход которого до известных пределов будет возрастать пропорционально увеличению площади его поперечного сечения в связи с расширением фронта горных работ. Учитывая высокую водопроницаемость гранитов и ограниченность области питания, можно предположить, что максимальный расход подземного потока вряд ли увеличится более чем в 2—2,5 раза против фактически зафиксированного в процессе разведки и в среднем не превысит 75—80 $м^3/ч$. На указанные величины ожидаемых водопритоков и следует рассчитывать водоотливные мощности. Однако при этом вполне возможны временные весьма значительные увеличения притоков подземных вод в связи со вскрытием отдельных, сильно обводненных зон тектонических нарушений, либо в результате прорывов вод из старых затопленных выработок, особенно в северо-западной части месторождения. Эти факторы необходимо строго учитывать.

10. *Хара-Тологойское полиметаллическое месторождение* находится в Южно-Гобийском аймаке, приблизительно в 800 *км* к югу от Улан-Батора. Наиболее древними образованиями, распространенными на участке месторождения, являются нижнепалеозойские известняки, слагающие горные массивы Дуйниг-Ула и Дугуй-Улан-Ула. Они залегают в ядре крупной антиклинальной складки северо-восточного простирания и прорваны гранитной интрузией, занимающей примерно половину участка месторождения. Известняки и граниты прорываются небольшой интрузией монцонитов и многочисленными телами кварцевых порфиров, по-видимому, верхнепалеозойского возраста.

Месторождение, представленное сурьмяно-свинцовыми рудами, приурочено к серии разломов широтного простирания, проходящих по контакту или близко от него между гранитами и известняками. Всего на месторождении выявлено десять рудных тел протяженностью 50—400 *м* и мощностью 2—25 *м*. Однако практический интерес представляют лишь три рудных тела: I, III и Северное, прослеженные по падению на 80—100 *м*. Падение рудных тел изменяется от 25 до 80°, зона окисления их имеет мощность от 20—25 до 60 *м*.

В неоднородном в литолого-петрографическом отношении горном массиве Дугуй-Улан-Ула формируется единый водоносный горизонт подземных вод, гидравлически связанный с водоносными горизонтами соседних участков. По данным С. Д. Капранова, изучавшего гидрогеологические условия района, мощность этого горизонта достигает 120—150 *м*, а глубина залегания его уровня изменяется от 20 до 80 *м*, местами увеличиваясь до 100 *м*.

Дебит скважин, пробуренных в известняках, колеблется от 1 до 10 *л/сек*, в гранитах — от 0,1 до 1 *л/сек*, в кварцевых порфирах и кварцевых монцонитах — от 0,01 до 0,1 *л/сек*. На участке месторождения подземная вода залегает в известняках на глубине в среднем около 35 *м* и характеризуется слабым (до 5 *м*) напором. Мощность обводненной части известняков, определенная до глубины залегания кровли гранитного массива, который по отношению к известнякам можно считать водоупором, составляет около 85 *м*. Коэффициенты фильтрации известняков, определенные по данным откачек из одиночных скважин, изменяются от 0,4 до 1,38 *м/сутки*.

При определении водопритоков в горные выработки С. Д. Капранов предположил, что месторождение будет вскрыто вертикальной шахтой, за-

ложенной в лежачем боку названных выше трех рудных тел около их сопряжения, с проходкой этажных квершлагов, от которых будут пройдены основной и вентиляционный штреки. Приняв такую схему вскрытия и разработки месторождения, он определил возможные водопритоки в горные выработки по методу «большого колодца», которые для I, II и III рабочих горизонтов оказались соответственно равными 257,7; 577 и 773,6 *м*³/*ч*.

Нам представляются эти цифры водопритоков чрезвычайно завышенными, если и будут водопритоки такой величины, то лишь в самые начальные этапы вскрытия и эксплуатации месторождения при сработке геологических запасов подземных вод. В дальнейшем они, по-видимому, резко уменьшатся, так как в многолетнем плане не обеспечены поступлением новых запасов воды за счет инфильтрации атмосферных осадков ввиду крайне незначительных их размеров (до 122 *мм* в год) и большой потерей при испарении, или поступлением ее из каких-либо других источников (рек, озер) из-за отсутствия последних.

Вероятные водопритоки в горные выработки следует ожидать от 150 до 200 *м*³/*ч*.

Плавиковошпатовые месторождения

11. *Хаиртинское месторождение плавикового шпата* находится в 9 *км* юго-восточнее ст. Хара-Айрак. Участок месторождения сложен сланцами, аркозовыми песчаниками и мраморизованными известняками силура, прорванными послепермской интрузией гранитов, занимающей более 65% его площади.

Месторождение представлено несколькими жильными рудными телами максимальной протяженностью до 310 *м*, приуроченными к зонам тектонического нарушения. Породы в зонах разлома сильно брекчированы и трещиноваты.

Подземные воды на участке месторождения находятся в трещинах силурийских пород и гранитов, образующих единый водоносный горизонт, залегающий на глубине от 12,5 до 28,3 *м*. Наблюдения за его уровнем показали, что он в течение года изменяется в пределах до 0,8 *м*. Коэффициент фильтрации гранитов, определенный по данным пробных откачек из одиночных скважин, колеблется от 0,05 до 1,9 *м*/*сутки*, т. е. он относительно небольшой. Поскольку рудные тела на месторождении сближены, считается, что разрабатывать Хаиртинское месторождение экономически выгодно открытым способом. Для этого на месторождении необходимо заложить два небольших карьера глубиною 55 и 65 *м*. И. Н. Рогожин определил приток воды в них около 80—85 *м*³/*ч*.

12. *Хара-Айракское месторождение плавикового шпата* находится в 1,5 *км* севернее одноименной станции. Геологическое строение участка месторождения простое —он сложен эффузивно-туфогенными образованиями нижней перми, состоящими из фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, туфов. Месторождение приурочено к небольшой тектонической трещине, являющейся оперяющей по отношению к крупному разлому субширотного простирания, проходящему севернее рудного поля. Зона нарушения выполнена интенсивно передробленными и перетертыми эффузивами, каолинизированными и ожелезненными. Мощность ее изменяется от нескольких сантиметров до 15 *м*.

Месторождение представлено двумя рудными телами — южным и северным. Главным является южное тело; оно линзовидной формы с небольшими апофизами в висячем и лежачем боках тела. Длина рудного тела около 200 *м*, средняя мощность — 7,2 *м*. Размеры северного тела значительно меньше.

По данным И. Н. Рогожина, подземные воды на месторождении залегают в эффузивах на глубине от 34,3 до 45,85 *м* и, как показали наблюдения, годовые колебания их уровня незначительны — около 0,35—0,4 *м*. При

откачке воды из одиночных скважин глубиною до 70 *м* получен максимальный дебит немногим меньше 2 *л/сек*. Коэффициент фильтрации пород — около 3 *м/сутки*. Значительная часть запасов руды на месторождении находится выше уровня подземных вод. Приток воды в горные выработки в обводненной части месторождения И. Н. Рогожин определил для начальной стадии эксплуатации в 137 $м^3/ч$, в дальнейшем предполагается уменьшение его.

13. *Боро-Ундурское II месторождение плавикового шпата* находится в 50 *км* северо-восточнее ст. Хара-Айрак. Месторождение сложено нижнепермскими кварцевыми порфирами, в восточной части и андезито-базальтами с туфами среднеюрского возраста, распространенными на западном участке. Помимо полого складчатых дислокаций эффузивов, на месторождении широко проявились дизъюнктивные нарушения. Они имеют простирание, близкое к меридиональному, мощность до 11—12 *м* и падают на восток-северо-восток под углом 60—85°. Месторождение представлено двумя крутопадающими кварцево-флюоритовыми жилами, одна из которых средней мощности около 5 *м* прослежена на 880 *м*, а вторая — на 1200 *м* при мощности 2,25 *м*. Уменьшения мощности рудных тел с глубиною не наблюдается.

На месторождении распространены подземные воды в коре выветривания пермских кварцевых порфиров и юрских андезито-базальтов, образующих единый водоносный горизонт безнапорных вод. По данным И. Н. Рогожина, на участке первого рудного тела подземные воды залегают на глубине 17,5—25,2 *м* от поверхности земли, а на участке второго — 8,45—34,1 *м*. Амплитуда колебания уровня изменяется от 0,47 до 0,75 *м*, причем максимальный подъем уровней наблюдается в ноябре, минимальный в конце марта.

Трещиноватость пород и связанная с нею обводненность на различных участках месторождения не одинаковы. Наиболее трещиноваты и сильно обводнены эффузивы на участке первого рудного тела. По данным откачек удельные дебиты скважин, заложенных на этом участке, равнялись 1,8—5,65 *л/сек*, а скважин второго участка — всего лишь 0,07 *л/сек*. Средние значения коэффициентов фильтрации соответственно колебались от 5,6 до 9 *м/сутки* на участке первого рудного тела и от 0,04 до 0,3 *м/сутки* на участке второго.

Проектируется разрабатывать месторождение шахтным способом с проходкой двух вертикальных стволов, заложенных в 700 *м* один от другого. И. Н. Рогожин, применяя метод «большого колодца», определил возможные притоки воды в горные выработки — 3400 $м^3/ч$ для участка первого рудного тела и около 40 $м^3/ч$ для второго. Он отмечает, что подобные водопритоки можно ожидать лишь в начальный период эксплуатации месторождения. После сработки геологических запасов подземных вод они должны резко сократиться. И. Н. Рогожин обращает внимание эксплуатационников также на другое обстоятельство, которое может иметь важное практическое значение: на наличие на участке месторождения обводненных зияющих трещин. Эти трещины при эксплуатации месторождения могут быть вскрыты и явиться причиной внезапных прорывов скопившихся в них подземных вод и затопления горных выработок. Одна такая зияющая трещина мощностью 2,9 *м* установлена по провалу бурового инструмента в скв. 12.

В связи с изложенным И. Н. Рогожин рекомендует при проходке ствола шахты применить опережающее понижение уровня подземных вод при помощи скважин, пройденных по контуру шахты, и разрабатывать рудные тела с опережающим бурением для предупреждения возможных прорывов подземных вод из тектонических трещин.

14. *Сайхан-Гашуунское месторождение плавикового шпата* находится в 33 *км* северо-западнее ст. Хара-Айрак.

Геологическое строение участка месторождения простое. Он сложен послепермскими порфировидными биотитовыми гранитами. Через весь участок в направлении, близком к широтному, проходит зона тектонического нару-

шения мощностью около 20 *м*, падающая на север. Граниты в зоне нарушения интенсивно раздроблены, лимонитизированы и местами окварцованы.

Месторождение представлено тремя рудными жильными телами, находящимися в зоне тектонического нарушения. Протяженность рудных тел изменяется от 50 до 135 *м*, падение северное под углом 65—70°, средняя мощность 2,3 *м*.

Подземные воды на месторождении залегают на глубине от 20,5 до 23,3 *м*, безнапорные. Удельные дебиты скважин 0,01—0,02 *л/сек*, а среднее значение коэффициентов фильтрации 0,073 *м/сутки*. Запасы руды на месторождении небольшие и их предполагается разработать открытым способом. Глубина карьера ориентировочно определяется в 45 *м*. Ожидаемый приток воды в карьер — около 6,5 $м^3/ч$.

15. *Галшарыинское месторождение плавикового шпата* находится в 150 *км* на юго-восток от Улан-Батора.

В геологическом строении его принимают участие туфогенно-осадочные и осадочные породы юрского и нижнемелового возраста, разделенные между собой крупным тектоническим нарушением. В юрских отложениях установлены туфобрекчии, туфогравелиты, туфопесчаники и мелкообломочные туфы, быстро сменяющиеся в горизонтальном направлении и в разрезе.

Нижнемеловые отложения выполняют довольно значительную депрессию и представлены главным образом аргиллитами, реже алевролитами, песчаниками, глинами и слабо сцементированными конгломератами. Как юрские, так и нижнемеловые породы простираются в северо-восточном направлении и имеют моноклинальное падение на северо-запад под углом 10—25°.

Широко на участке месторождения проявились дизъюнктивные нарушения, представленные серией разломов северо-восточного простирания. Наиболее крупным, так называемым главным разломом, является разлом, разделяющий юрские и нижнемеловые отложения. Он прослежен горными выработками на 1300 *м* и наблюдался по поверхности еще почти на 10 *км*. Разлом имеет падение на северо-запад под углом от 45 до 75° и мощность зоны дробления 5—15 *м*. Второй крупный разлом прослежен на 540 *м*, мощность зоны дробления его варьирует от 0,4 до 5,5 *м*. Помимо этих крупных разломов, на участке месторождения широко развита система мелких разломов и трещин субширотного и широтного простирания.

Месторождение относится к жильному типу. Всего здесь выявлены четыре кварцево-флюоритовых жилы протяженностью от 200 до 520 *м* и средней мощностью 1—3,14 *м*, приуроченные к зонам разлома. Жилы имеют крутое падение и некоторые из них прослежены на глубину до 100 *м*. Как отмечает Р. В. Медведева, подземные воды на месторождении приурочены к двум разновозрастным структурам: нижнемеловой депрессии и моноклинально залегающим породам юрской толщи. Первая структура представляет западный, а вторая — восточный участок месторождения.

Протяженность западного участка более 500 *м*. Водовмещающие породы его представлены алевролитами, аргиллитами и туфопесчаниками. Подземная вода залегает в них на глубине от 10 до 100 *м* и характеризуется напорным режимом. Величина напора изменяется от 3 до 80 *м*, но чаще составляет 20—40 *м*. Сравнение отметок пьезометрических уровней показывает, что подземные воды на данном участке движутся в восточном и северо-восточном направлении, в сторону центральной части нижнемеловой депрессии. Установлено, что в этой толще имеется несколько этажно расположенных водоносных горизонтов, однако с общей пьезометрической поверхностью, что свидетельствует о гидравлической связи отдельных водоносных горизонтов в области питания. Описываемые породы характеризуются высокой обводненностью. Так, в скв. 26 на глубине 38 *м* при пьезометрическом уровне 10 *м* и понижении его на 1 *м* дебит составил 4 *л/сек*; дебит той же скважины при глубине ее 70,9 *м*, пьезометрическом уровне 10,2 *м* и понижении его

на 1,05 *м* равнялся 6 *л/сек*. Коэффициент фильтрации пород колеблется от 12,2 до 13,1 *м/сутки*.

В геологическом строении восточного участка, как мы отмечали, принимают участие осадочно-эффузивные породы юры, в которых воды накапливаются и движутся по трещинам. Подземная вода на этом участке залегает на глубине от 20—30 до 80—100 *м* и во всех скважинах характеризуется напорным режимом, величина напора варьирует от 8 до 93 *м*. Анализ положения пьезометрических уровней показывает, что и здесь падение уровней и соответственно движение подземных вод происходят в восточно-северо-восточном направлении, в сторону нижнемеловой депрессии. Питание подземных вод осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Обводненность юрских пород также достаточно высокая; при откачке воды из скважин получены следующие результаты: скв. 1 на глубине 152 *м* при пьезометрическом уровне 17,1 *м* и понижении его на 1,1 *м* имела дебит 4,3 *л/сек*; в скв. 7 при глубине 127,55 *м*, пьезометрическом уровне 24,55 *м* и понижении его на 1,15 *м* получен дебит 3,5 *л/сек* и, наконец, скв. 19 при глубине 97,8 *м*, пьезометрическом уровне 12,8 *м* и снижении его лишь на 0,55 *м* давала 2,7 *л/сек*. Коэффициент фильтрации пород колеблется по отдельным скважинам от 5,1 до 6,6 *м/сутки*. Подмечено, что участки, тяготеющие к зонам тектонических нарушений, характеризуются более значительной обводненностью по сравнению с участками, не затронутыми разломами.

Проектируется разработка месторождения шахтой глубиной 80 *м*, закладываемой со стороны лежачего бока, с проходкой квершлагов до подсечения рудных тел и откаточных штреков по их простиранию. По методу «большого колодца» Р. В. Медведева определила величину водопритока в систему горных выработок — 1070 $м^3/ч$ для первого рабочего горизонта и 1635 $м^3/ч$ для второго. Автор отмечает, что полученные значения приведены для максимального первоначального притока воды в горные выработки, по мере сработки геологических запасов подземных вод водопритоки резко сократятся.

Нам кажется, что и первоначальный водоприток сильно завышен и вряд ли он будет более 200—300 $м^3/ч$. Для уточнения его необходима повторная экспертиза имеющегося фактического материала по гидрогеологии месторождения.

16. *Баян-Обосомонское месторождение плавикового шпата* находится в 212 *км* западнее Чойбалсана на склоне пологой безымянной возвышенности.

Наиболее древними породами на участке месторождения являются палеозойские известняки с пачками черных графитизированных сланцев и кварцитов. На известняках залегает комплекс юрских эффузивов, представленных порфиритами, реже андезито-базальтами, андезитами, базальтами и их туфами. Еще выше находятся третичные отложения, состоящие из переслаивания глин, песков и конгломератов. Интрузивные породы, представленные гранитами и гранодиоритами, слагают северо-западную часть месторождения.

Баян-Обосомонское месторождение плавикового шпата относится к типу жильных месторождений, сформировавшихся в посленижнемеловой этап тектогенеза. Оно находится несколько севернее мощной тектонической зоны, обрамляющей с северо-запада одноименную тектоническую котловину, выполненную мезо-кайнозойскими континентальными отложениями.

По данным разведочных работ, обводнена лишь незначительная юго-восточная часть месторождения, а большая территория его, находящаяся на вершине и склонах возвышенности, не обводнена. В обводненной части подземная вода залегает в трещинах порфиритов, андезито-базальтов и базальтов на глубине от 61 до 81 *м*. Мощность водоносного горизонта, вскрытого здесь отдельными скважинами, колеблется от 9 до 50 *м*. Специальные

исследования, связанные с изучением водопритоков в горные выработки при разведке месторождения, не производились.

По опыту работ, выполненных в других районах Восточной Монголии, установлено, что трещиноватость названных пород на глубинах 50—80 *м* резко затухает, поэтому нет оснований ожидать значительных притоков воды в горные выработки при разработке месторождения ниже указанных глубин. Месторождение находится в благоприятных гидрогеологических условиях.

17. *Берхэинское месторождение плавикового шпата* находится в 72 *км* северо-восточнее Ундэр-Хана. Геологическое строение его очень простое — участок месторождения полностью сложен герцинскими крупнозернистыми биотитовыми и роговообманковыми гранитами, прорванными дайками и жилами основных и средних пород. Существенную роль в структуре месторождения играют разрывные нарушения, прослеженные как на поверхности, так и на глубине по провалам бурового инструмента.

Месторождение представлено двумя кварцево-флюоритовыми жильными телами, приуроченными к зонам разлома. — жилой № 1 протяженностью более 1100 *м* и параллельной ей — жилой № 2 протяженностью 320 *м* и расположенной в 500 *м* северо-западнее первой. Жила № 1 находится на вершине пологой, но достаточно высокой возвышенности, сдренированной многочисленными долинами. Гидрогеологические условия этого участка месторождения благоприятные, большинство запасов его разрабатывается штольнями. Участок жилы № 2 находится в менее благоприятных гидрогеологических условиях.

По данным разведочных работ, подземные воды на этом участке залегают на глубине от 15—20 до 100—115 *м* и характеризуются напорным режимом. Пьезометрические уровни воды в юго-западной части участка находятся на глубине от 6 до 8 *м*, в северо-восточной — от 1,5 до 3,1 *м*, а местами они поднимаются на 1,25 *м* над поверхностью земли. Р. В. Медведева отмечает, что направления движения потока подземных вод на описываемом участке различные. В северной части его подземные воды движутся в юго-восточном направлении, а в южной и центральной — в северо-западном.

Вследствие неравномерной трещиноватости гранитов обводненность их также не одинакова. Наименее обводнены граниты, слагающие южный участок месторождения. Скважины, пройденные здесь, имеют удельный дебит 0,045 *л/сек*, коэффициенты фильтрации гранитов — около 0,2 *м/сутки*. Скважины, пробуренные в центральной и северной частях месторождения, дают до 2,77 *л/сек* воды, а коэффициенты фильтрации гранитов изменяются здесь от 0,63 до 5,65 *м/сутки*. При наблюдениях за колебанием уровня подземных вод установлен довольно постоянный его режим. Р. В. Медведева, пользуясь этими данными по методу «большого колодца», определила приток воды в горные выработки 542 $м^3/ч$ для начального этапа эксплуатации месторождения. Нам кажется, что этот приток завышен минимум в 2—3 раза. Наиболее вероятный приток воды будет, по-видимому, не более 100 $м^3/ч$.

Приведенные материалы показывают, что угольные месторождения Монголии, генетически связанные главным образом с мезо-кайнозойскими континентальными отложениями, слабо обводнены. При установившемся режиме эксплуатации месторождений, даже при широко развитой системе горных выработок, притоки подземных вод достигают обычно 30—40 и редко 70 $м^3/ч$. Лишь на участках прохождения тектонических нарушений, сопровождающихся повышенной трещиноватостью пород, или на участках, размытых аллювиальными водами, наблюдается повышенная обводненность продуктивных отложений. И действительно, как показало строительство стволов шахты Налайха Капитальная, до вскрытия ими тектонических трещин притоки воды в стволы шахты не превышали величин, определенных рас-

четным путем. Как только один из стволов шахты вскрыл тектоническую трещину, приток воды резко увеличился и достиг 240 $м^3/ч$, т. е. оказался почти в 2 раза выше расчетного. Однако, как установлено наблюдениями, запасов подземных вод в таких трещиноватых зонах немного. Уже после нескольких дней непрерывной откачки заметно постепенное снижение притоков воды в горные выработки.

На Шараингольском угольном месторождении зона повышенной обводненности продуктивных отложений тяготеет к долине Шараин-Гола, под аллювиальные отложения которой выходит голова пласта «великан». Поскольку при разведочных работах тектонические нарушения в этой части месторождения не определены, то формирование такой зоны здесь скорее всего можно объяснить активным влиянием аллювиального потока на разработку трещин в продуктивных отложениях, чем и вызвана их повышенная обводненность. Участки повышенной обводненности, связанные с прохождением зон тектонических нарушений, установлены также в продуктивных отложениях Баян-Цогтойского и Дзун-Булакского угольных месторождений, по-видимому, они имеются и на Баян-Булакском месторождении.

Таким образом, основной причиной повышенных притоков воды в горные выработки при эксплуатации угольных месторождений, которая может вызвать катастрофические притоки и внезапное затопление, является наличие обводненных тектонических зон, иногда содержащих скопления подземных вод. Поскольку в процессе разведки месторождений подобные зоны не всегда могут быть выявлены, то при встрече их во время проведения эксплуатационных работ для предупреждения внезапного затопления горных выработок необходимо прибегать к опережающему бурению.

Установлено, что угольные месторождения, находящиеся в пустынной зоне, при прочих равных условиях, менее обводнены по сравнению с месторождениями Северной Монголии, где осадков выпадает в 3—3,5 раза больше. Хорошим подтверждением данного положения может быть, например, Налайхинское месторождение, приток воды в горные выработки которого достигает 30—40 $м^3/ч$, и Тушилгинское месторождение, в пустыне Гоби, где за сутки едва набиралось 0,25 $м^3$ воды. В этом, несомненно, отражается влияние климатических условий на обводненность месторождений.

Формирование подавляющего большинства рудных месторождений связано с зонами тектонических нарушений, иногда региональных, прослеживаемых на многие километры, иногда локальных, небольших по протяженности. Однако каковы бы ни были размеры этих зон, каждая такая зона сопровождается повышенной трещиноватостью пород. Ширина участков повышенной трещиноватости в обе стороны от тектонических зон находится в тесной зависимости от их размеров. Она тем больше, чем больше протяженность тектонических зон, и может достигать нескольких десятков и сотен метров, нередко в пределах таких участков наблюдается развитие тектонических зон второго порядка, идущих параллельно главным зонам или под некоторым углом к ним.

Интенсивное развитие трещиноватости на участках рудных месторождений обусловливает повышенную обводненность рудовмещающих пород, а иногда и рудных тел. Действительно, как показывает приведенный фактический материал, средние дебиты скважин в тех или иных породах на участках рудных месторождений несколько больше по сравнению с дебитами скважин, пройденных в тех же породах, но вне участков оруденения.

С глубиною трещиноватость пород и соответственно дебиты скважин уменьшаются. Однако на некоторых рудных месторождениях это общее положение не подтверждается. Наоборот, с глубиною наблюдается некоторое усиление трещиноватости и даже обнаруживаются крупные зияющие трещины. В качестве подобного примера может быть названо Боро-Ундурское II плавиковошпатовое месторождение, в пределах рудного поля которого на большой глубине в эффузивах была зафиксирована зияющая трещина

мощностью 2,9 *м*. Зияющие трещины в гранитах встречены на глубине от 23 до 65 *м* на участке Берхэинского месторождения. Подобные трещины могут быть обнаружены и на участках других рудных полей.

Таким образом, как и в пределах шахтных полей угольных месторождений, главная причина повышенной обводненности рудных месторождений заключается в наличии тектонических нарушений и сопровождающих их участков повышенной трещиноватости пород, что может затруднить эксплуатационные работы. Отсюда вытекают следующие основные рекомендации по предупреждению возможных катастрофических водопритоков в горные выработки (при отработке некоторых сложных по гидрогеологическим условиям месторождений): опережающее понижение уровня подземных вод при проходке стволов шахт при помощи скважин, закладываемых по контуру шахт, опережающее бурение скважин для предупреждения возможных прорывов подземных вод из тектонических трещин, цементация участков повышенной трещиноватости пород и т. д.

Гидрогеологические условия подавляющего большинства рудных месторождений благоприятны. Судя по приведенным расчетным водопритокам, их обводненность умеренная. Однако нельзя не отметить, что по некоторым месторождениям величины водопритоков завышены, их можно учесть лишь для начального периода эксплуатации месторождений, когда будут срабатываться геологические запасы подземных вод. По мере сработки этих запасов величина водопритоков, очевидно, будет в 2—3 раза меньше расчетной. Для более точного определения водопритоков нами рекомендуется провести повторную экспертизу полученных гидрогеологических материалов по таким месторождениям.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ПОДЗЕМНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

ГЛАВА XI

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ПОДЗЕМНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Холодные углекислые источники

1. Менза-Аршан (синоним Минчжи-Аршан). Холодный углекислый источник Менза-Аршан находится в долине р. Убур-Джиргаланту — левого притока р. Менза (Минчжи), примерно в 170 *км* (по прямой) к северо-востоку от Улан-Батора в ненаселенной и трудно доступной таежной части горной области Хэнтэй. Абсолютная отметка места выхода источника около 1500 *м*.

Долина Убур-Джиргаланту глубоко врезана в палеозойские сильно метаморфизованные породы, прорванные гранитоидами. От верховий и до источника долина имеет меридиональное направление; в 500 *м* ниже источника она круто поворачивает на юго-восток и в 7—8 *км* впадает в долину Мензы (левый приток р. Чикой) северо-восточного направления.

Долина Убур-Джиргаланту имеет ящикообразную форму с широким (до 400—500 *м*) плоским дном, крутым (до 50—70°) левым и более пологим правым склонами, возвышающимися над дном долины на 500 *м*. Абсолютные отметки господствующих водораздельных вершин достигают здесь 2000 *м*.

Пойма реки Убур-Джиргаланту возвышается над меженным уровнем воды на 0,8—1,0 *м*. Поверхность поймы кочковатая, сырая, поросшая густым ерником высотой до 1,5—2,0 *м*. На правом склоне долины хорошо выражена в рельефе первая надпойменная терраса высотой около 5 *м*, сложенная песчано-галечниковыми образованиями. Галька состоит из серых и розоватых гранитов. На левом склоне эта терраса почти полностью размыта и сохранилась лишь на отдельных небольших участках. На том же склоне около выхода источника находится останец второй надпойменной террасы высотой 10—15 *м*. Она же прослеживается в виде узкой полосы на всем протяжении от упомянутого крутого поворота долины до Мензы.

Убур-Джиргаланту в засушливое лето (13/VII 1946 г.) имела ширину 2—3 *м*, глубину 0,10—0,15 *м*; дно ее галечниково-валунное. Берега большей частью обрывистые. Вода прозрачная, пресная.

Участок вокруг источника сложен гранитами биотитовыми, крупнозернистыми с розоватым полевым шпатом. Они же обнажаются в устье долины Убур-Джиргаланту, где высятся в виде скал причудливой формы. Среди этих скал на левом склоне долины выделяется гора «Верблюд» (названная нами так потому, что напоминает спину двугорбого верблюда), а на правом — утес, в верхней части которого на большой высоте со стороны долины Мензы видно большое отверстие, похожее на вход в пещеру. Такие же

выходы гранитов прослеживаются от источника вверх по долине на 12—13 *км*. По составу гальки в руслах правых притоков Убур-Джиргаланту водораздельные хребты, находящиеся к северо-западу от источника, сложены гранито-гнейсами и гнейсами.

Судя по валунам и гальке в русле Убур-Джиргаланту, ее верховья сложены биотитовыми гранитами серого цвета; полевые шпаты в них в отличие от шпатов описанных выше гранитов не имеют розоватой окраски. Такие же серые граниты обнажаются в левом борту долины Мензы (начиная от устья Убур-Джиргаланту) вверх по долине до устья р. Убур-Ичильхэ.

На рис. 29 приведена схематическая геологическая карта, составленная по материалам М. А. Усова (217, 218). На ней нами изменены контуры гранитоидных тел, добавлены новые гранитные тела, а грауваккова формация Усова условно отнесена к среднепалеозойской осадочно-метаморфической толще.

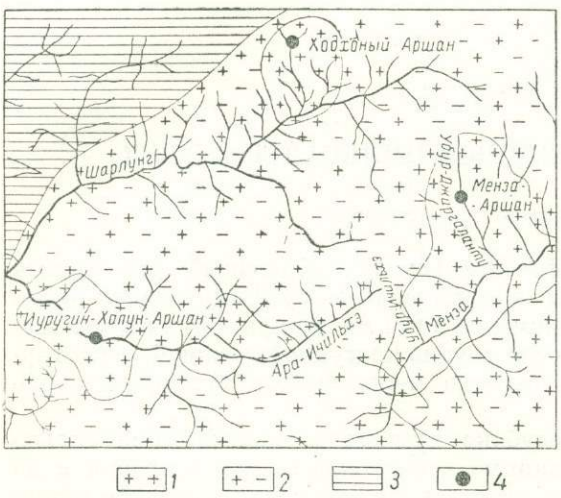


Рис. 29. Район минеральных источников в Хэнтэе.

1 — граниты и гранодиориты; *2* — верхняя зона гранито-диоритовых интрузий: преимущественно гранито-гнейсы и гнейсы; *3* — палеозойские ($Pz_2^?$) осадочно-метаморфические породы: биотитовые и роговообманково-полевошпатово-кварцевые и хлоритовые сланцы; *4* — минеральные источники.

Ознакомившись с районом Хэнтэя, можно предположить, что верхняя зона гранито-диоритовых интрузий, показанная на карте М. А. Усовым на больших площадях и оставленная почти без изменения и на нашей карте, при более детальных исследованиях в большинстве случаев может оказаться сильно метаморфизованной осадочной толщей среднего палеозоя, прорванной во многих местах преимущественно герцинскими и в меньшей степени киммерийскими гранитоидными интрузиями. Не исключено, что нижняя наиболее метаморфизованная часть толщи окажется нижнепалеозойской, а местами и докембрийской.

Источник Менза приурочен к тектонической зоне с направлением, близким к меридиональному. Об этом свидетельствуют сильно катаклазированные граниты, отмеченные в устьевой части правого притока Убур-Джиргаланту, в 1,5—2 *км* к северо-западу от источника, а также раздробленность до дресвы и мелкой щебенки розоватых катаклазированных гранитов, которые были вскрыты при расчистке выходов источника. Среди дресвы и щебня гранитов встречались куски жильного кварца.

Место выхода источника представляет собой кочковатую заболоченность с торфянистыми образованиями мощностью до 0,3 *м*. По всей поверхности заболоченности, которая опалесцирует, выделяются мелкие пузырьки углекислого газа. Отмечены три концентрированных выхода минеральной воды. Все они расположены в восточной части заболоченности, у самого подножья левого склона долины Убур-Джиргаланту, и вытянуты в меридиональном направлении в 2—3 *м* один от другого. Вода в виде мелких ручейков поступает в заболоченность, а затем растекается по пойме-речки.

Общий дебит всех трех выходов по замеру 13/VII 1946 г. равнялся 0,5 *л/сек*. Температура воды в них 2,6°; 3,4° и 0,8° С. Вода прозрачная, на вкус исключительно приятная — кисловатая, с небольшим железистым при-

вкусом. Радиоактивность воды 12,5 ед. Махе. Формула химического состава воды:

$$CO^{2}_{2,13};\ M_{1,0}\ \frac{HCO^{3}_{97}SO^{4}_{2}Cl_{1}}{Ca_{45}Mg_{38}(Na+K)_{17}}\ H^{2}SiO^{3}_{48,1};\ pH=5,7;\ T^{0}_{0,8}.$$

Формула химического состава воды р. Убур-Джиргаланту:

$$CO^{2}_{0,009};\ M_{0,075}\ \frac{HCO^{3}_{83}Cl_{13}SO^{4}_{4}}{Ca_{41}Mg_{34}(Na+K)_{23}}\ H^{2}SiO^{3}_{26,0};\ pH=6,7.$$

Из приведенных данных видно, что вода источника отличается от речной воды повышенной минерализацией, значительным содержанием углекислоты и малым содержанием хлор-иона.

По химическому составу источник Менза является аналогом углекислых источников СССР: Дарасун, Ямаровка, Шиванда, Молоковка, Ургучан — в Забайкалье и Шмаковка — в Приморском крае. Обобщенная формула их химического состава следующая (94, 208):

$$CO^{2}_{0,65-2,8};\ M_{0,9-1,4}\ \frac{HCO^{3}_{94-98}}{Ca_{42-54}Mg_{31-37}}\ T^{0}_{0,3-7,6}.$$

Несмотря на то, что источник не каптирован и находится в исключительно труднодоступной горно-таежной местности, он пользуется у русских и китайцев, проживающих в селениях, расположенных далеко на северо-западе, в долине Кудары и Иро, большой популярностью при лечении желудочных и некоторых ревматических заболеваний.

Воду источника употребляют не только для питья, но и для ванн. Нельзя не отметить своеобразный случай лечения. Китайцы, устраивая холодные ванны некоторым больным, зарывают их в сидячем положении по пояс в грязь в заболоченности, к которой приурочены выходы минеральной воды. Посиневших от холода больных омывают в деревянной ванне с нагретой минеральной водой, завертывают в шубу, поят горячим «кирпичным» чаем и укладывают отдыхать. По отзывам лечащихся здесь китайцев, такие процедуры очень эффективны при ревматических заболеваниях ног и при явлениях так называемого «прострела».

Источник Менза является «кочующим». По опросным данным об источнике не было известно до 1937—1940 гг., когда он был открыт охотниками. По сведениям геолога Ю. С. Желубовского, посетившего этот район в 1947 г. выхода минеральной воды на описываемом нами месте он не обнаружил, хотя проводником у него был тот же Г. М. Корчанов, который сопровождал и нас в 1946 г. Это не противоречит природным условиям местности; судя по характеру поймы Убур-Джиргаланту, а также по очень низкой температуре воды источника, здесь, по-видимому, распространена многолетнемерзлая зона, которая способствует проявлению так называемых «кочующих» источников.

От устья Убур-Джиргаланту по конной тропе, по которой очень тяжело передвигаться из-за бродов и заболоченностей, можно пройти к источнику Иуругин-Халун-Аршан. Эта тропа тянется вверх по долине Мензы на протяжении 12—13 *км* до впадения в нее левого притока Убур-Ичильхэ, по которому она пересекает водораздел между верховьями Убур-Ичильхэ и Иуру-Гола.

Пойма Мензы имеет ширину 500—800 *м*; она выше меженного уровня на 1 *м*. Русло реки достигает 100 *м*. Ширина водного зеркала в межень не превышает 20—30 *м* при глубине 0,5—1,0 *м*; течение относительно спокойное, много перекатов.

Левый склон долины крутой, часто скалистый и безлесный; его вершины подняты над дном долины до 500—600 *м*, их абсолютная отметка 2118 *м*.

2. Доду-Сухулих-Аршан. Этот холодный углекислый источник находится в 5,5 *км* от устья одноименной реки, являющейся левым притоком Онона. Он расположен в долине р. Доду-Сухулих у основания небольшого гидролакколита в 500 *м* выше места впадения в реку ее левого притока. По сведениям геологов К. Д. Помазкова и Н. И. Хомизури, посетивших источник в 1944 г., дебит его очень небольшой; источник слабо газирует, не каптирован и не используется. Склоны долины около источника сложены порфировидными герцинскими гранитами.

В 8 *км* к северо-востоку от этого источника, в 1 *км* от устья р. Куи — левого притока Онона — у обрыва крутого берега упомянутой речки выделяются пузырьки газа. Возможно, что здесь имеется небольшой выход такой же углекислой воды.

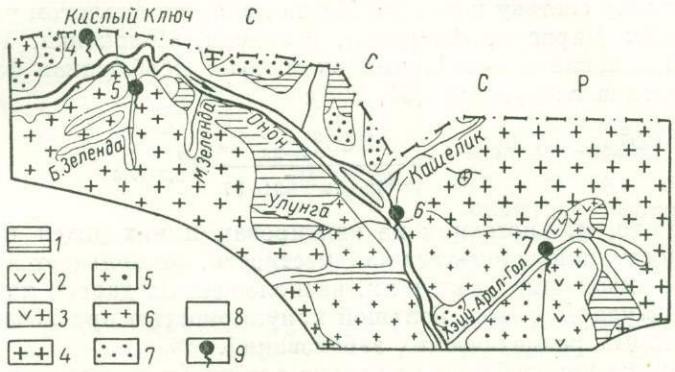


Рис. 30. Район источника Хучжирниго (по материалам П. И. Налетова, К. Д. Помазкова и М. А. Анпилова).

1 — кристаллические сланцы, парагнейсы, мигматиты; *2* — диориты; *3* — диориты, гранодиориты и роговообманково-биотитовые граниты; *4* — граниты крупно- и среднезернистые биотитовые, порфировидные; *5* — граниты с гигантскими фенокристами полевого шпата; *6* — граниты мелкозернистые, биотитовые, лейкократовые, местами с мусковитом, турмалином, гранатом; *7* — террасовые отложения; *8* — пойменные аллювиальные отложения; *9* — углекислые минеральные источники и их номера.

3. Аршантай-Аршан. Источник Аршантай, по сведениям геологов К. Д. Помазкова и Н. И. Хомизури, посетивших его в 1944 г., расположен на территории сомона Биндурья Хэнтэйского аймака, в русле небольшой речки Доду-Тарасун — правого притока Онона, в 100 *м* ниже впадения в эту речку ее правого притока — ручья Аршантая. Вокруг источника распространены крупнозернистые порфировидные герцинские граниты.

Источник Аршантай объединяет группу выходов холодной углекислой воды, выделяющей пузырьки газа. По вкусу вода типа нарзана. Наибольший выход воды наблюдается на правом берегу реки в сухой старице, где образуется ручей с расходом около 0,46 *л/сек.* Источник не каптирован и не используется.

4. Хучжирниго-Аршан (синонимы: Верхне-Ононский, Куджир-Нугу или Чингисхановы воды). Источник Хучжирниго находится в верхней половине долины Онона, у границы с СССР. Абсолютная высота места выхода источника около 1260 *м* (рис. 30).

По сведениям Ю. А. Деньгина [43, 44], посетившего источник в 1929 г., минеральная вода вытекает в 4 *км* к западу от устья р. Кушенга — левого притока Онона — у основания первой надпойменной террасы Онона, сложенной смятыми хлоритизированными гранитами. На небольшой площадке (около 100 $м^2$) среди торфяника отмечено пять ямок, окрашенных окислами железа в красно-бурый цвет. Место выхода воды непостоянное. Зимой вода замерзает,

и первую половину лета выходов источника не наблюдается. В июле 1929 г. вода только начинала пробиваться из-под многолетнемерзлой зоны, залегавшей на глубине 0,3 *м*. Температура воды не превышала 4° С при температуре воздуха 20° С. Вода в это время не газировала, но была довольно сильно насыщена углекислотой и имела металлический привкус. Дебит источника около 3000 *л* в сутки.

Формула химического состава воды:

$$[CO_2];\ M_{0,485}\ \frac{HCO^3_{98}}{Ca_{51}Mg_{38}(Na+K)_{11}}\ H^2SiO^3_{58,2};\ T^0_{4,0}.$$

Выделение пузырьков газа из источника началось в конце августа 1929 г. Такое позднее появление газа Ю. А. Деньгин объясняет тем, что газ, а возможно, и часть воды до этого выходили в каком-либо месте выше по склону (на террасе), где сезонно-мерзлые породы протаивают быстрее. Результат анализа газа, взятого 10/IX 1929 г. (вероятно, без соблюдения предосторожностей, так как в пробу попал воздух, — *В. П.*), следующий: углекислоты 63,6%, кислорода — 7,2, азота и редких газов 29,2%; редкие газы — тяжелые 0,316, легкие 0,001.

По Ю. А. Деньгину, борт долины над источником сложен смятыми хлоритизированными гранитами. Остальное поле вокруг источника занято биотитовыми среднезернистыми гранитами с крупными порфировыми выделениями полевого шпата. Возраст гранитов — верхнемезозойский (послемезозойский?). Осадочные породы (Pz?) встречаются далее к северу в верховьях падей. По данным Ю. А. Деньгина, источник Хучжирниго, названный им Верхне-Ононским, приурочен к тектонической зоне северо-восточного направления (60°), которая протягивается далеко на северо-восток и на юго-запад, к источнику Халуный-Усу-Аршан в верховьях Онона.

По данным геологов П. И. Налетова, К. Д. Помазкова и М. А. Анпилова, выходы минеральной воды приурочены к устью ручья Хучжирниго (кислый). В окрестностях источника в коренном залегании находятся диориты. Они сильно смяты, катаклазированы и образуют брекчии, свидетельствующие о наличии здесь тектонической зоны, проходящей вдоль левого борта Онона. Правый склон долины Онона сложен порфировидными биотитовыми гранитами.

Углекислая вода вытекает из аллювиальных отложений у подножия уступа невысокой надпойменной террасы, из ряда небольших углублений, располагающихся среди бугров пучения на площади около 250 *м*². Вода прозрачная, приятная на вкус, температура ее 7° С при температуре воздуха 16° С (7/VIII 1943 г.). Дебит источника (на глаз) не превышал 1—2 *л/сек*. Газ выделяется в виде отдельных пузырьков или непрерывной цепочкой. Источник не каптирован и не используется.

5. Минеральный источник в долине р. Большая Зеленда. По данным геологов П. И. Налетова, К. Д. Помазкова и М. А. Анпилова, в 3 *км* к юго-востоку от источника Хучжирниго (№ 4) расположен холодный, слабо минерализованный углекислый источник. Газирующая минеральная вода вытекает в 1—1,5 *км* от устья р. Большая Зеленда — правого притока Онона у подножья правого склона долины, сложенного крупнозернистыми, биотитовыми, порфировидными гранитами (см. рис. 30).

6. *Безымянный источник на левом берегу Онона.* На геологической карте, составленной в 1943 г. геологами П. И. Налетовым, К. Д. Помазковым и М. А. Анпиловым (см. рис. 30), показан углекислый источник на левом берегу Онона, недалеко от впадения в него левого притока р. Кашелик. Это примерно в 15 *км* к юго-востоку от Хучжирниго-Аршана (№ 4). На участке выхода источника левый склон долины Онона сложен средне- и крупнозернистыми, порфировидными биотитовыми гранитами.

7. Безымянный источник в долине Хэцу-Арал-Гол. Холодный углекислый источник расположен в верхней части долины р. Хэцу-Арал-Гол, впадаю-

щей в Онон слева, примерно в 20 *км* от источника Хучжирниго вниз по течению Онона.

По сведениям геологов М. А. Анпилова и К. Д. Помазкова, посетивших источник в 1943 г., минеральная вода на вкус очень близка к воде Хучжирниго-Аршана (№ 4).

Выход минеральной воды приурочен к контакту массива диоритов, гранодиоритов и роговообманковых гранитов (см. рис. 30) с гранитами мелкозернистыми, лейкократовыми и с гранитами с гигантскими фенокристами полевого шпата.

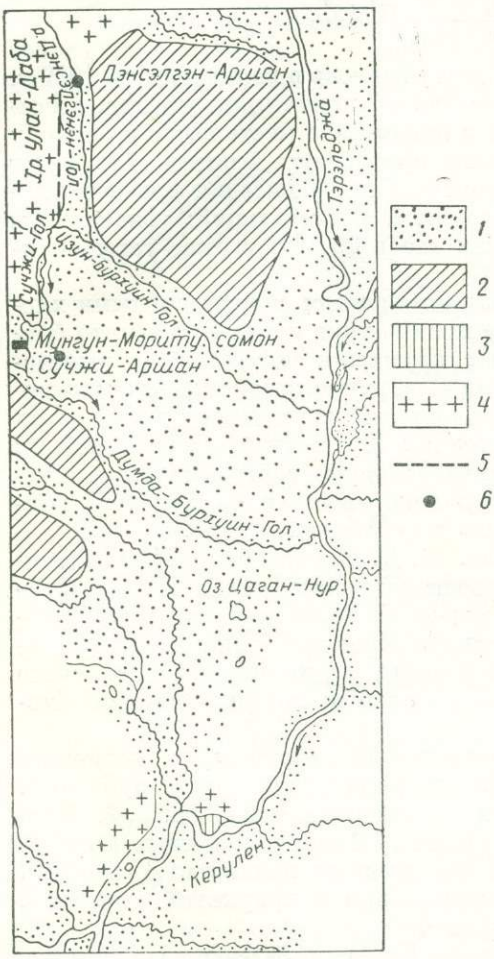


Рис. 31. Район источников Сучжи-Аршан и Дэнсэлгэн-Аршан (сост. В. Н. Попов).

1 — четвертичные аллювиальные отложения (Q); *2* — третично-верхнемеловые отложения (Тг—Cr_2) — толща рыхлых конгломератов; *3* — нижний (?) мел (Cr_1): мергелистые глины, мергели и туфогенные песчаники; *4* — каледонские (?) граниты (γ_1); *5* — тектонические нарушения; *6* — минеральные источники.

8. *Сучжи-Аршан* (синоним Бурху-Аршан). Колодец Сучжи-Аршан, вскрывший холодную углекислую воду, находится на территории Мунгун-Мориту сомона Центрального аймака в 115 *км* (по прямой) к северо-востоку от Улан-Батора и в 1 *км* к юго-востоку (110°) от сомонного центра. Абсолютная высота местонахождения колодца около 1475 *м* (рис. 31).

Колодец расположен в долине Керулена, на правом его берегу, примерно в 10 *км* от русла реки и в 2,5 *км* от юго-восточного подножья магистрального Хэнтэйского хребта, являющегося правым склоном долины. Вершины Хэнтэя возвышаются здесь над долиной Керулена до 500 *м*, достигая 1940 *м* абсолютной высоты. Долина Керулена имеет на этом участке форму большого (до 14—15 *км*) котловинообразного расширения, вытянутого в северо-северо-восточном направлении. Правый склон долины покрыт густым преимущественно лиственичным лесом; верхние части склона представляют собой типичную горную тайгу. На левом борту долины возвышаются залесенные горные массивы различных наименований, также входящие в горную систему Хэнтэя. Абсолютные высоты господствующих вершин достигают здесь 1840—2150 *м*.

Оба склона долины глубоко прорезаны притоками Керулена, которые текут на северо-запад и юго-восток. Долина же Керулена направлена с севера на юг. Следовательно, левые притоки реки движутся против течения Керулена; это представляет несомненный интерес и, возможно, указывает на то, что в прошлом они были притоками какой-то реки, имевшей сток на север.

К подножью правого склона долины, представленного гранитами, прислонено несколько полого спускающихся на юго-восток (к руслу Керулена) увалов, сложенных рыхлыми конгломератами. Они разделены долинами правых притоков Керулена и возвышаются над их дном до 300 *м*.

Сучжи-Аршан расположен между двумя такими увалами в устье долины р. Бурхуин-Гол, берущей начало на северо-западе, у водораздела Хэнтэйского хребта. При выходе в долину Керулена русло реки разделяется на два рукава. Левый, под названием Цзун-Бурхуин-Гол, течет в том же юго-восточном направлении и впадает в Керулен. Правый рукав, под названием Сучжи-Гол, круто поворачивает на юг и течет у самого подножья Хэнтэйского хребта, сопровождаясь на правом берегу надпойменной террасой высотой 5—6 *м*. Минуя сомон Мунгун-Мориту, он впадает в р. Думда-Бурхуин-Гол, текущую также в юго-восточном направлении в сторону Керулена. Русла этих маленьких речек прижаты к подножьям упомянутых выше увалов. Вода в них прозрачная, пресная; температура воды 3° С при температуре воздуха 2,5° С (26/IX 1946 г.). Колодец-источник Сучжи-Аршан ближе всего расположен к р. Сучжи-Гол, примерно в 1 *км* от ее русла. Вероятно, поэтому он имеет ее название.

Междуречье, на котором расположен Сучжи-Аршан, представляет собою довольно ровную поверхность, постепенно спускающуюся к Керулену с абсолютных отметок 1470 до 1375 *м*. Сверху до глубины 1,5—2,0 *м* оно сложено песчаногалечниковыми образованиями преимущественно из пород песчаниково-сланцевой толщи палеозоя.

Вероятно, в геологическом прошлом на месте междуречья и далее вверх по долине Керулена залегали рыхлые конгломераты, впоследствии частично размытые водами Бурхуин-Гола. В настоящее время от них сохранились останцы в виде упомянутых выше увалов, которые отмечаются и в районе Дэнсэлгэн-Аршана. Кроме того, какая-то часть этих конгломератов и, возможно, других осадочных пород из той же свиты залегает на глубине, заполняя долину Керулена.

Подножье ближайшего к источникам правого склона долины Керулена сложено серыми биотитовыми, преимущественно порфировидными, сильно трещиноватыми, часто катаклазированными гранитами. Можно предполагать, что в правобережной половине дно долины Керулена выполнено теми же гранитами. Такие же серые биотитовые граниты с матрацевидной отдельностью образуют небольшую гряду-останец у правого берега Керулена, примерно в 18 *км* к юг-юго-востоку от Сучжи-Аршана. Простирание трещин меридиональное, падение на восток под углом 55—60°.

Разрез осадочных пород, заполняющих долину Керулена, судя по отдельным обнажениям, внизу представлен песчаниково-мергельной свитой, вверху — конгломератовой. В 18 *км* к юг-юго-востоку от Сучжи-Аршана на правом берегу крутой излучины Керулена, у уреза воды обнажаются стально-серые мергели видимой мощностью около 1 *м*. На них согласно залегают пепельно-серые полимиктовые, слабо известковистые песчаники. Среди них встречаются караваеобразные конкреции, которые по составу и строению не отличаются от вмещающих их песчаников. Элементы залегания песчаников — простирание северо-западное 345°, падение на юго-запад под углом 16°. Видимая их мощность примерно 1 *м*. На размытой их поверхности залегают отложения первой террасы Керулена высотой около 5 *м*.

Высыпка песчаников отмечена нами и у выхода источника Дэнсэлгэн-Аршан. Это пепельно-серые грубозернистые песчаники, очень похожие на только что описанные. Следовательно, можно предполагать, что песчаниково-мергельная свита составляет низы песчаниково-конгломератовой толщи; в долине Керулена она залегает на размытой поверхности гранитов.

Более широко в долине Керулена распространены рыхлые конгломераты, слагающие упомянутые увалы. Они залегают стратиграфически выше песчаниково-мергельной свиты. Большой увал, расположенный к востоку от Дэнсэлгэн-Аршана, возвышается над уровнем Керулена на 350 *м*, а над местом выхода Дэнсэлгэн-Аршана — на 150 *м*. Всюду на его поверхности встречаются высыпки крупной хорошо окатанной гальки. Размер гальки увеличивается по мере приближения к правому склону долины Керулена.

Галька конгломератов состоит преимущественно из осадочно-метаморфических пород палеозоя, но встречается и гранитная. На самой высокой точке гребня увала (абсолютная отметка около 1700 *м*) найдена одна галька слегка пористых андезито-базальтов. Мощность конгломератовой свиты здесь более 300 *м*.

На поверхности другого увала, расположенного на правом берегу Думда-Бурхуин-Гола, галька из толщи таких же конгломератов плохо угловато окатана, что указывает скорее на пролювo-аллювиальный характер их образования.

Взаимоотношение конгломератовой и песчаниково-мергельной свит не выяснено. Учитывая резкую разницу в характере их состава, можно предположить, что конгломератовая свита отлагалась, вероятнее всего, после перерыва, сопровождавшегося поднятиями областей сноса.

Возраст песчаниково-мергельной свиты, по аналогии с другими районами МНР, мы условно считаем нижнемеловым. Свиту же конгломератов условно относим к нерасчлененным верхнемеловым — третичным отложениям.

На участке между источниками Сучжи и Дэнсэлгэн граниты сильно трещиноваты, катаклазированы. У выхода источника Дэнсэлгэн в биотитовых порфировидных гранитах хорошо выражена тектоническая плоскость с северо-восточным простиранием (40°), падением на юго-восток под углом 50°, ограничивающая, вероятно, большую тектоническую зону, проходящую юго-восточнее этой плоскости. У плоскости эта зона начинается полосой милонитизированных гранодиоритов (?). Южнее источника Дэнсэлгэн, в правом борту речки Дэнсэлгэнэн-Гол, обнажаются катаклазированные граниты с зеркалами скольжения на тектонических плоскостях.

Геологи Н. И. Хомизури и К. Д. Помазков, работавшие в соседнем к северу районе, предполагают, что описываемое четковидное расширение долины Керулена является тектоническим, ограниченным по бортам долины разломами. Образование впадины они связывают с глыбовой тектоникой в доюрское время. В юрский период впадина заполнялась конгломератами. В дальнейшем происходило обновление разломов в результате дифференциальных перемещений отдельных блоков на фоне общего поднятия страны, возможно, в древнечетвертичное время.

Нам представляется более вероятным, что основные контуры современной четковидной впадины были заложены при тектонических движениях в конце юры. В эту впадину в начале мела поступал преимущественно мелкозернистый песчано-глинистый материал с невысоко приподнятых областей сноса, сложенных осадочно-метаморфическими породами палеозоя, прорезанными интрузиями гранитоидов. Об этом свидетельствует состав мергелей и песчаников. В более позднее время (возможно, в конце нижнего — в начале верхнего мела) произошли новые, более значительные для данного участка поднятия на месте Хэнтэйского хребта, в результате которых создались благоприятные условия для интенсивного размыва слагающих его пород и для накопления во впадине в верхнемеловое и третичное время мощных толщ конгломератов.

Снос материала шел со стороны Хэнтэйского хребта, на что указывает размер гальки, уменьшающейся по мере удаления от хребта. В конце третичного — в начале четвертичного времени произошли новые поднятия страны, сформировавшие основные черты современного Хэнтэйского хребта. Эти поднятия частично захватили и описываемую впадину. Продольные разломы, сопровождавшие вертикальные передвижки отдельных блоков земной коры, соединили между собой ряд ранее образовавшихся замкнутых межгорных впадин с озерами. Начались усиленный размыв перемычек между впадинами и осушение озер. Так, было заложено начало формирования современного четковидного строения долины Керулена в верхнем его течении. Направление господствовавших тектонических нарушений было меридиональное и северо-восточное. Новейшие тектонические разломы одновременно

создали благоприятные условия для формирования и выхода на дневную поверхность минеральных вод.

Первое краткое описание колодца-источника Сучжи-Аршан дано Н. А. Мариновым и Р. А. Хасиным, посетившим его 18/VI 1945 г. Они сообщают, что источник приурочен к мощной тектонической зоне северо-восточного простирания, проходящей по западному склону урочища Ногоин-Тала. В момент обследования на дне колодца лежал лед, сохранившийся, видимо, от зимнего промерзания. Вода бесцветная, прозрачная, кислая на вкус, находилась выше поверхности льда на 8—10 *см*. Наблюдалось выделение углекислого газа, особенно обильное у восточной стенки колодца. Температура воды 1,5° С при температуре воздуха 19° С. Формула химического состава воды, по Н. А. Маринову, следующая:

$$CO^{2}_{1,2};\ M_{0,1}\frac{HCO^{3}_{81}Cl_{16}}{(Ca+Mg)_{53}(Na+K)_{47}}\ T^{\circ}_{1,5}.$$

Источник Сучжи-Аршан и его окрестности были обследованы нами в 1946 г. Глубина колодца 1,6 *м* от поверхности земли; крепление стенок деревянное с внутренним сечением 0,65 × 0,68 *м*; сруб выше поверхности земли на 0,4 *м*, уровень воды в колодце на 1,5 *м* ниже поверхности земли.

Вода в колодце прозрачная, на вкус приятная, кисловатая, без запаха, не опалесцирует. Газирование углекислотой бурное; в восточной части колодца вода «кипит»: через стеклянную воронку диаметром 138 *мм*, спущенную на поверхность воды в восточной части колодца, поступало газа 0,112 $м^3/ч$.

Наблюдения за поступлением газа в колодец после откачки из него воды показали, что струи газа, по-видимому, подымаются с глубины самостоятельно. На своем пути газ насыщает аллювиальные воды описанного выше междуречья. По сведениям местных жителей, во время длительных летних дождей, когда уровень грунтовых вод поднимается и местами вода выступает на дневную поверхность, выделение газа заметно во многих местах вокруг источника.

Температура воды в колодце-источнике 2,5° С при температуре воздуха 8,5° С (24/IX 1946 г.). Дебит колодца ввиду незначительного столба воды (0,10 *м*) ничтожный — не более 0,01 *л/сек*. По мере углубления он, несомненно, будет увеличиваться. Радиоактивность воды 0,7 ед. Махе.

Формула химического состава воды Сучжи-Аршана, по В. Н. Попову, следующая:

$$CO^{2}_{3,7};\ M_{0,18}\frac{HCO^{3}_{86}SO^{4}_{10}Cl_{3}}{Ca_{69}Mg_{16}(Na+K)_{14}}\ H^{2}SiO^{3}_{32,3};\ pH<7,2;\ T^{\circ}_{2,5}.$$

По данным газовой лаборатории АН СССР (И. М. Овчинников), состав одновременно взятого нами газа следующий: CO_2 — 92,86%, N_2 — 7,14%; CH — CH_4, H_2, O_2 и CO не обнаружены.

Недалеко от источника, в 250—300 *м* к западу, на кочковатом участке расположены два небольших озерка диаметром 15—20 *м*, питающиеся грунтовыми водами. Формула химического состава воды, отобранной 26/IX 1946 г., из одного из этих озерков следующая:

$$CO^{2}_{0,013};\ M_{0,153}\frac{HCO^{3}_{69}SO^{4}_{18}Cl_{13}}{Ca_{47}Mg_{27}(Na+K)_{26}}\ pH=7,35.$$

На территории СССР наиболее близки к Сучжи-Аршану углекислые воды типа забайкальских дарасунов.

По количеству же свободной углекислоты (3,7 *г/л*) Сучжи-Аршан стоит на первом месте среди известных источников МНР и СССР. У местного населения он пользуется большой популярностью. Воду пьют при желудоч-

ных заболеваниях, но лечение больных не организовано и проходит без медицинского надзора.

Благодаря близкому расположению и хорошему сообщению со столицей МНР, прекрасным природным условиям (хвойные леса в сочетании с открытой широкой речной долиной), наличию по соседству второго углекислого источника Дэнсэлгэн этот район очень перспективен для организации здесь санаториев и домов отдыха, тем более, что и условия для их строительства (водоснабжение, топливо, подъездные пути и др.) также исключительно благоприятны.

При соответствующих разведочных работах дебит углекислой воды можно значительно увеличить и вывести ее на поверхность земли в нескольких пунктах. Не исключена также возможность получения здесь свободной углекислоты в количестве, достаточном для газового завода для бутылочного разлива воды.

9. Дэнсэлгэн-Аршан. Источник Дэнсэлгэн находится на территории того же Мунгун-Мориту сомона, что и источник Сучжи, в 10 *км* к северу, северо-востоку от него (см. рис. 31). Абсолютная высота выхода воды около 1600 *м*. Описание источника дано впервые.

Расположен он в долине р. Дэнсэлгэнэн-Гол — левого истока р. Цзун-Бурхуин-Гол (см. описание Сучжи-Аршана), у подножья юго-восточного склона Хэнтэйского хребта. Ширина ручья, замеренная 25/IX 1946 г., не превышала 1 *м* при глубине 0,2—0,3 *м*; расход 5—8 *л/сек*. Вода пресная, прозрачная. Пойма шириной около 100 *м* кочковатая, во многих местах заболочена. Такой характер поймы прослежен на 3 *км* вверх и на 0,5 *км* вниз по долине, имеющей здесь юго-восточное направление (150°). Далее вниз на долине заболоченных участков меньше, и они встречаются главным образом на правом берегу ручья. На этом же берегу на сопряжении поймы с подножьем крутого правого склона долины отмечено несколько небольших пресных родников. Вероятно, заболоченности и родники у подножья правого борта долины, а также сама долина совпадают с тектонической зоной меридионального или север-северо-западного направления с наличием в долине многолетнемерзлых пород.

Геологические условия района освещены при описании источника Сучжи-Аршана. Здесь необходимо лишь отметить, что выход минеральной воды, по-видимому, приурочен к сопряжению тектонической зоны почти меридионального или север-северо-западного направления и тектонической зоны северо-восточного направления, так как в 70 *м* от выхода минеральной воды к северо-востоку (40°) отмечена прекрасно выраженная тектоническая трещина, простирание ее северо-восточное (40°), падение на юго-восток под углом 50°. Она разделяет катаклазированные граниты и милонитизированные гранодиориты.

Источник Дэнсэлген вытекает на правом берегу в 10 *м* от русла ручья среди глыб гранита, образуя заболоченность и небольшой ручеек с расходом около 0,25 *л/сек*. Вода источника прозрачная, без запаха, на вкус приятная, железисто-углекислая. Слабо газирует в виде мелких пузырьков диаметром 0,5—1,0 *см*.

Температура воды 2,5° С при температуре воздуха 9,5° С (25/IX 1946 г.). На камнях и на траве вокруг выхода воды наблюдаются налеты железистых образований ржавого цвета и много хлопьев железа, а на поверхности заболоченности — опалесцирующая железистая пленка. Формула химического состава воды:

$$CO^{2}_{1,42};\ M_{0,565}\ \frac{HCO^{3}_{96}SO^{4}_{3}}{Ca_{68}Mg_{15}(Na+K)_{16}}\ H^{2}SiO^{3}_{37,7};\ Fe_{8,7};\ pH<7;\ T^{\circ}_{2,5}.$$

По химическому составу вода близка к источнику Сучжи-Аршан (№ 8), отличается от него значительно большей общей минерализацией, несколько

большим содержанием железа, но меньшим содержанием свободной углекислоты.

10. Улан-Батырыин-Аршан. Углекислая вода была впервые вскрыта в Улан-Баторе в 1932 г. разведочной на воду скважиной на площадке Промкомбината, в 9 *м* к востоку от здания электростанции (рис. 32).

Скважина находится на правобережной пойме Толы, примерно в 350 *м* от русла реки на абсолютной высоте около 1285 *м*. Общая глубина скважины 90 *м*. До 9 *м* вскрыты хорошо промытые песчано-галечниковые аллювиальные отложения. Ниже до глубины 77 *м* идут пестроокрашенные суглинки, часто известковистые, с галькой и гравием. Суглинки перемежаются с прослоями и линзами песка, а также с прослоями галечника (возможно, рыхлого конгломерата). Прослои и линзы песка и галечника обычно содержат значительную примесь суглинистого материала. В нижней части этой толщи на глубине 67—77 *м* отмечено несколько прослоев песчаных глин с гравием.

На глубине 77 *м* под прослоем глины залегают разрушенные породы песчаниково-сланцевой толщи среднего (?) палеозоя. В этих породах (вероятно, в тектонической зоне) была вскрыта напорная углекислая вода, установившаяся на 3,0 *м* ниже поверхности земли.

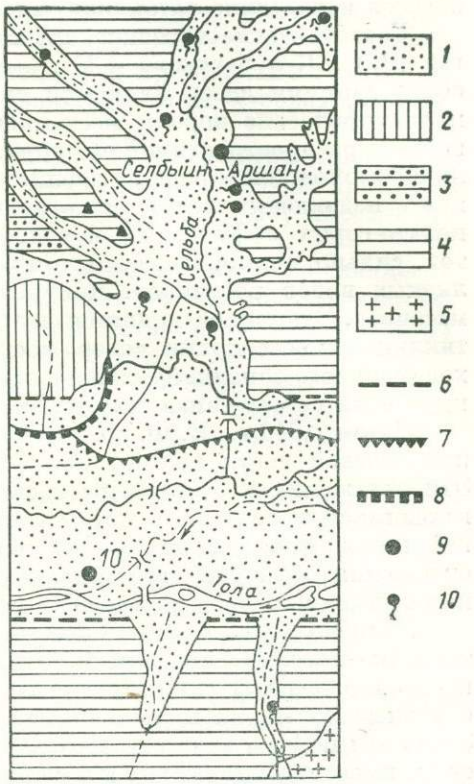


Рис. 32. Геологическая карточка района минеральных вод Улан-Батырыин-Аршан [по материалам М. А. Аншилова, Ю. С. Желубовского, В. Ф. Федотова).

1 — четвертичные отложения (Q): галечники, пески, суглинки; *2* — третично-меловые отложения (Тг—Сг): пестроокрашенные конгломераты, глины, песчаники; *3* — пермские отложения (Р) — песчаники с прослоями известняков; *4* — средний палеозой (Pz_2) песчаниково-сланцевая толща; *5* — граниты герцинские (γ_2); *6* — зоны тектонических нарушений; *7* — первая надпойменная терраса Сельбы; *8* — первая надпойменная терраса Толы; *9* — минеральные источники (аршаны), их номера; *10* — пресные родники.

Окрестности Улан-Батора представляют собою сильно расчлененные средние горы, глубоко прорезанные в широтном направлении долиной Толы. К югу от города, на левом берегу Толы, раскинулся горный массив Богдо-Ула. Абсолютные высоты его вершин достигают 2200 *м*. Они возвышаются над долиной Толы на 800—900 *м*. Этот массив является южным окончанием Хэнтэя. Северные склоны Богдо-Ула, обращенные к долине Толы, крутые, залесенные; южные — пологие, постепенно переходящие в холмисто-грядовый рельеф Монгольской Гоби; здесь они покрыты лесом только в привершинной зоне массива. Гора Богдо-Ула в настоящее время является государственным заповедником. Правый склон долины Толы составляют сглаженные (безлесные или частично залесенные) южные отроги хребта Хэнтэя, постепенно подымающиеся от Улан-Батора на север до водораздельных высот с максимальными абсолютными отметками до 2500 *м*.

Долина Толы в районе Улан-Батора имеет форму большого котловиноообразного расширения, вытянутого в широтном направлении. Пойменная часть долины достигает ширины 3—3,5 *км*. Она возвышается над меженным уровнем реки на 1—1,5 *м* и редко до 2 *м*. Абсолютные отметки поймы 1280—

1300 *м*. Правый склон долины прорезан крупной долиной Сельбы — правого притока Толы.

В устьевой части Сельбы, на ее первой надпойменной песчано-галечниковой террасе высотой до 2 *м* расположена центральная часть г. Улан-Батора. Западная и восточная части города располагаются на надпойменной террасе Толы. В катастрофические летние паводки, обусловливаемые продолжительными дождями, пойма Толы почти полностью заливается. Так было в 1933 г. В это время Сельба в приустьевой части также выходила из берегов и частично затопляла городские улицы.

Геологическое строение окрестностей Улан-Батора, по данным геологов Ю. С. Желубовского и М. А. Анпилова, следующее. Самыми древними образованиями здесь являются сильно дислоцированные и трещиноватые метаморфические породы песчаниково-сланцевой свиты среднего палеозоя, широко распространенной на территории МНР. Толща состоит из серых различных оттенков и разной зернистости песчаников и филлитовидных сланцев с подчиненными им пластами конгломератов, диагенезированных зеленовато-серых эффузивных пород, сургучно-красных яшмовидных кварцитов, сильно мраморизованных сахаровидных известняков, а также из различных видов роговиков, приуроченных к контактовым зонам гранитных массивов. Эта толща является частью северо-западного крыла большой антиклинальной складки северо-восточного простирания, ось которой проходит по юго-западному склону горы Богдо-Ула. Падение пластов довольно крутое на северо-запад под углом 60—70°.

Летом 1946 г. В. Ф. Федотов впервые обнаружил на правом берегу приустьевой части долины Сельбы отложения с морской фауной перми. Эти отложения представлены песчаниками с небольшими быстро выклинивающимися прослоями слабо метаморфизованных серых известняков. В известняках была собрана фауна пермских мшанок и кораллов. Пермские отложения образуют синклинальную складку северо-восточного простирания с падением слоев на крыльях под углом 40—50°.

Незначительно распространены осадочные породы нерасчлененной толщи третично-меловых отложений. Они состоят из рыхлых конгломератов, пестроокрашенных глин, суглинков и песчаников, которые слагают куполообразные холмы на правом берегу Толы к северо-западу от Улан-Батора. Здесь эти породы залегают на среднем палеозое с резким угловым несогласием, имея падение на юг, юго-запад 180—190° под углом 5—15°. Такие же по литологическому составу отложения вскрыты буровыми скважинами в долине Толы на глубине 10—25 *м* под современным и древним аллювием. Их мощность до 65 *м* (площадка Промкомбината).

Некоторые геологи по аналогии с разрезом Налайхинского угольного месторождения, расположенного в 35 *км* восточнее Улан-Батора, а также с другими районами МНР, толщу осадочных пород, заполняющих долину Толы ниже глубины 22—35 *м*, относят к верхам нижнего мела, а такие же породы, участвующие в строении куполовидных холмов на правом берегу Толы, считают третичными. Мы полагаем, что в настоящее время нет основания расчленять толщу этих пород на нижнемеловые и третичные; слишком они близки между собой по литологическому составу, кроме того, Ю. С. Желубовский собрал в толще песчаников и конгломератов на правом берегу Толы флору (*Pityophyllum* и *Phoenicopsis*) характерную, по определению Принада, для верхней юры — нижнего мела. Поэтому данные породы целесообразнее относить к нерасчлененной толще третично-меловых отложений.

Широко распространены в районе Улан-Батора четвертичные образования. Наибольший интерес представляют пойменные аллювиальные образования и отложения надпойменных террас рек Толы и Сельбы. В пойме Толы против Улан-Батора они представлены хорошо промытыми песками и галечниками.

В южной половине поймы распространены преимущественно галечники мощностью не более 10—14 *м* (площадка Промкомбината); залегают они непосредственно на пестроокрашенных третично-меловых отложениях. В северной правобережной части поймы (против центральной части г. Улан-Батора) их мощность увеличивается до 20—25 *м* (переуглубление долины); здесь они представлены преимущественно песками с гравием и галькой и в отличие от южной части поймы залегают непосредственно на размытой поверхности пород песчаниково-сланцевой толщи палеозоя (данные бурения, проведенного В. Н. Поповым в 1933 г.). В долине Сельбы пойменные аллювиальные песчано-галечниковые отложения содержат значительную примесь глинистого и суглинистого материала. Среди них преобладают грубые суглинки и супеси мощностью до 20—25 *м*, залегающие на породах песчаниково-сланцевой толщи палеозоя.

Надпойменная терраса Толы высотой 10—12 *м* сложена преимущественно грубыми суглинками и супесями, часто со значительной примесью гравия и гальки; Сельба образовала в ней поперечную террасу высотой до 2 *м*, на которой расположена бóльшая часть города.

Обнажающиеся на левом берегу Толы породы песчаниково-сланцевой толщи палеозоя прорываются герцинскими гранитоидными интрузиями, которые слагают северо-восточный склон горы Богдо-Ула. Зона контакта между ними проходит в 4—5 *км* к юго-востоку от Улан-Батырыин-Аршана. Среди герцинских гранитоидов встречаются штоки лейкократовых гранитов, относимых Р. А. Хасиным (1947 г.) к киммерийскому (Иеньшаньскому) магматическому циклу. Возраст этих гранитов Р. А. Хасин условно определяет верхнеюрским.

Долина Толы в районе Улан-Батора рассматривается нами как тектоническая впадина, образование которой началось, по-видимому, в конце юры — в начале мелового периода. Тектонические движения повторялись здесь неоднократно, сопровождаясь неравномерными перемещениями отдельных блоков земной коры, в результате чего некоторые из них оказались опущенными на значительную глубину (участок Улан-Батырыин-Аршана), другие — относительно приподнятыми (выходы третично-меловых отложений на правом берегу долины Толы). Об этом же свидетельствует размыв третично-меловых отложений против устья Сельбы. Наиболее крупные тектонические движения произошли в конце третичного — в начале четвертичного времени. Они предопределили основные формы современного рельефа.

Тектонические нарушения подтверждаются несколькими брекчированными зонами с зеркалами скольжения, отмеченными Ю. С. Желубовским и нами по левому склону долины Толы, вдоль подножья горы Богдо-Ула. Простирание этих зон почти широтное, с падением на север или северо-восток 15° под углом 60°. Кроме того, отмечено много тектонических плоскостей с падением на юг и юго-запад 180—200° под углом 45—60°. На противоположном правом берегу Толы также отмечаются зеркала скольжения, зоны смятия и сбросы, параллельные борту долины. Мы согласны с выводами геолога Ю. С. Желубовского о том, что образование долины Толы происходило в несколько фаз и что более молодые по возрасту перемещения часто унаследовали древние тектонические зоны.

Поскольку в бортовых частях Сельбы также наблюдаются хорошо выраженные тектонические плоскости с великолепными зеркалами скольжения, параллельные бортам долины этой реки, можно предполагать, что основное грабенообразное опускание широтного направления (четкообразное расширение долины Толы) местами сопровождалось опусканиями в ее краевых частях отдельных более мелких клиньев почти меридионального направления, по которым образовались притоки Толы — Сельба и Улясуту. Сложность тектонического строения долины Толы хорошо иллюстрируется на геологических профилях, приведенных Н. А. Мариновым в предыдущих главах.

Выход минеральной воды (см. рис. 32) приурочен к грабенообразному понижению долины Толы. Он находится на сопряжении двух тектонических зон: основной тектонической зоны почти широтного простирания, наиболее хорошо выраженной в левом борту долины Толы, вдоль северных подножий горы Богдо-Ула, и предполагаемой тектонической зоны почти меридионального простирания, идущей по долине Сельбы — правого притока Толы.

Буровая скважина, вскрывшая минеральную воду, была оборудована под эксплуатацию следующим образом: до глубины 19,3 *м* закреплена обсадными трубами 14″; до глубины 49,5 *м* — трубами 12″; до 82,6 *м* — трубами 8″. На глубине 81,5—90,5 *м* поставлена на сальнике перфорированная труба — фильтр диаметром 6″. Водоподъем осуществлялся при помощи поршневой насосной лебедки «Бурвод III» производительностью 1,2—1,4 *л/сек*. Вода подавалась в установленный рядом со скважиной водонапорный деревянный бак, из которого по трубопроводу длиной около 80 *м* поступала в два больших деревянных бака, находящихся рядом с ванным зданием. В этих баках вода подогревалась бойлером и далее по трубам поступала к ваннам.

Вода прозрачная, без запаха; на вкус кисловатая, с вяжущим привкусом от солей железа, которые быстро выпадают хлопьевидным осадком ржавого цвета или образуют на омываемых предметах (например ваннах) такого же цвета налеты. Температура воды 5° С при температуре воздуха 17° С; радиоактивность воды 10 ед. Махе (10/IX 1946 г.).

Формула химического состава Улан-Батырыин-Аршана, по В. Н. Попову, следующая:

$$CO^{2}_{3,0};\ M_{0,53}\ \frac{HCO^{3}_{90}SO^{4}_{8}Cl_{2}}{Ca_{64}Mg_{15}Fe_{11}(Na+K)_{10}}\ H^{2}SiO^{3}_{76,7};$$

$$Fe_{49};\ pH<7;\ T^{\circ}_{5,0}.$$

По содержанию свободной углекислоты Улан-Батырыин-Аршан находится в группе первых по МНР после Сучжи-Аршана, соперничая в этом отношении с общеизвестными нарзаном Кисловодска и Дарасуном.

Для Улан-Баторской углекислой воды характерно значительное содержание железа (до 50 *мг/л*), чего не было отмечено ни в одном из известных углекислых источников страны, кроме источника 30. Она является аналогом следующих углекислых источников СССР [208]:

Дарасун Читинский в Забайкалье

$$Rn_{1,3-6\ ед.\ Махе};\ CO^{2}_{3,2};\ M_{1,3}\ \frac{HCO^{3}_{85}SO^{4}_{11}}{Ca_{56}Mg_{29}Fe_{7}Na_{6}}\ Fe_{30};\ T^{\circ}_{5-7,0}.$$

Колтомойкон в Забайкалье

$$CO^{2}_{1,4};\ M_{2,2}\ \frac{HCO^{3}_{85}}{Ca_{63}Mg_{20}}\ Fe_{30};\ T^{\circ}_{0,8-1,5}.$$

В 1933 г. по заданию Министерства здравоохранения МНР на базе минеральных вод, вскрытых буровой скважиной, был организован курорт.

Для выяснения изменений, происходящих с минеральной водой на пути ее транспортировки от скважины к ванному зданию с последующим подогревом бойлерами, нами 10/IX 1946 г. была взята проба воды из только что приготовленной для больного ванны с температурой 34° С и определено содержание в ней радона.

Оказалось, что содержание свободной углекислоты в воде ванны уменьшилось с 3 до 0,792 *г/л*, а содержание радона с 34 до 4 эман. При этом формула химического состава воды имела следующий вид:

$$CO^{2}_{0,792};\ M_{0,385}\ \frac{HCO^{3}_{97}SO^{4}_{3}}{Ca_{54}Mg_{27}Fe_{7}(Na+K)_{2}}\ Fe_{50,0};\ pH<7;\ T^{\circ}_{34,0}.$$

По данным Цэрэн Шагдарын[1] химический состав воды Улан-Батарыин-Аршана за последние 10 лет существенных изменений не претерпел, если не считать значительного уменьшения содержания в воде свободной углекислоты:

$$CO^{2}_{1,8};\ M_{0,7}\ \frac{HCO^{3}_{97}}{Ca_{58}Mg_{16}Fe_{17}}\ Fe_{39,0};\ pH=5,83;\ T^{\circ}_{4}.$$

По своим лечебным факторам, а также по расположению в столице страны Улан-Батырыин-Аршан, несомненно, заслуживает большого внимания.

Для развития курорта необходимо выполнить следующие первоочередные задачи:

1) производить полный химический и газовый анализы воды и определять радиоактивность;

2) оконтурить месторождение минеральных вод и выяснить возможности получения при проходке более глубоких буровых скважин напорной самоизливающейся воды;

3) устроить новый каптаж минеральной воды с учетом необходимости ведения постоянных наблюдений за режимом источника;

4) устроить новое ванное здание для круглогодичной работы курорта с такой транспортировкой к нему углекислой воды, которая бы обеспечивала минимальные потери углекислоты и эманации радия.

В окрестностях Улан-Батырыин-Аршана, в долине Сельбы, находится источник Сэлбыин-аршан. Он расположен на абсолютной высоте около 1350 *м*, в 5 *км* к северу от Улан-Баторского городского моста через Сельбу (см. рис. 32). Впервые источник был описан В. А. Смирновым в 1932 г. под названием «источник на р. Сельбе» [186]. Данные о геологических условиях этого района изложены ранее. Температура источника 2° С при температуре воздуха 14,8° С. Радиоактивность воды 6,87 ед. Махе. (27/IX 1926 г.). Дебит источника В. А. Смирнов определил в 100 000 ведер в сутки и рекомендовал обратить на него внимание как на резерв городского водоснабжения. По В. А. Смирнову, формула химического состава воды следующая:

$$CO^{2}_{0,006};\ M_{0,17}\ \frac{HCO^{3}_{87}SO^{4}_{10}Cl_{3}}{Ca_{63}Mg_{21}Na_{14}}\ H^{2}SiO^{3}_{18,6};\ T^{\circ}_{2,0}.$$

По нашим наблюдениям (октябрь 1946 г.) Сельба в меженный период имеет ширину 1,5—2,0 *м* и глубину 0,05—0,10 *м*. Русло реки галечниково-валунное шириной не более 10—15 *м*. На северной окраине Улан-Батора речка делится на два рукава. Во время продолжительных летних дождей (в июле — августе) она иногда выходит из берегов, превращаясь в довольно мощный водный поток. В период засухи (весна — осень) водоток Сельбы не доходит до города, теряясь в своем галечниково-валунном русле.

Долина Сельбы в противоположность ее водотоку широкая, хорошо разработанная. На участке выхода источника она имеет меридиональное направление и ширину около 1 *км*, а к устью до 2 *км*. Дно долины плоское, во многих местах кочковатое. Кочковатость, вероятно, связана с линзами многолетнемерзлых пород. Во многих местах в долину справа и слева вдаются аллювиально-пролювиальные отложения конусов выноса. Древние конусы выноса образуют надпойменную террасу высотой 6—8 *м*, сложенную преимущественно суглинистым материалом, который местами разрабатывается для кирпичного производства.

Господствующие вершины в бортах долины Сельбы возвышаются над ее дном на 200—250 *м*, достигая абсолютной высоты 1500—1582 *м*. Ближай-

---

[1] Автореферат на соискание ученой степени кандидата химических наук. Гидрохимический институт АН СССР. Новочеркасск, 1956.

шие к долине сопки превышают ее дно на 100—120 *м*. Левый склон долины более крутой, чем правый; во многих местах его крутизна достигает 45—50°.

Долины Сельбы заполнена преимущественно глинистыми песками и суглинками с гравием и галькой мощностью в приустьевой части до 25 *м*.

Против источника, в левом борту долины, на небольшом участке хорошо выражена в рельефе надпойменная терраса высотой около 6 *м*, образованная конусом выноса. Выше по склону, в тальвеге оврага, обнажаются крепкие желтовато-серые песчаники, разбитые трещинами преимущественно простирания 320—323°, падения на юго-запад под углом 70—80°. К этим трещинам приурочены прожилки кварца. Кроме того, здесь развиты трещины простирания: 330° с падением на северо-восток под углом 34°; 270° с падением на север под углом 80°; 30° с падением на юго-восток под углом 70°; 35° с падением на северо-запад под углом 70°.

Трещины так густо разбивают породу, что при ударе молотком она легко распадается на крупную щебенку. Толще песчаников подчинены пачки темно-серых сланцев. К юго-востоку (115°) от источника, в левом борту ближайшего оврага, среди песчаников встречены пласты мелкогалечных внутриформационных конгломератов. Здесь толща песчаников разбита трещинами простирания 350°, падением на запад-юго-запад под углом 70° и простирания 260°, падения на юг-, юго-восток под углом 50°.

Толща песчаников, относимая нами условно к среднему палеозою, слагает весь описываемый левобережный горный массив (см. рис. 32). По мере подъема вверх по склону долины трещиноватость пород уменьшается. Это дает основание предполагать, что вблизи борта долины проходит тектоническая зона меридионального направления, о ней мы упоминали при описании Улан-Батырыин-Аршана. Возможно, что грабен меридионального направления, на месте которого образовалась долина Сельбы, сопровождался горстовыми глыбовыми поднятиями в виде горного массива на левом берегу долины. В таком случае соседние к востоку долина Билхи-Гол и падь Ганца-Ама тоже тектонического происхождения и приурочены к разломам северо-восточного простирания.

Выходы источника Сэлбыин-Аршана и ряда других пресных родников, имеющихся в долине Сельбы, вероятно, обусловлены указанными тектоническими нарушениями.

Источник Сэлбыин-Аршан появляется на поверхность земли в 60—70 *м* от подножья левого склона долины, против конуса выноса боковой пади, подходящей к источнику с северо-востока (40°). Место выхода воды представляет собою кочковатый кое-где заболоченный участок диаметром около 100 *м*. Основные выходы воды сосредоточены в северо-восточной части этой заболоченности на площади около 80 $м^2$. Отсюда и с остальной части заболоченности вода стекает отдельными струйками, образуя ручей с расходом около 15 *л/сек*, текущий к руслу Сельбы.

По В. Н. Попову, формула химического состава воды Сэлбыин-Аршана следующая:

$$CO^{2}_{0,011};\ M_{0,18}\ \frac{HCO^{3}_{83}SO^{4}_{11}Cl_{6}}{Ca_{72}(Na+K)_{17}Mg_{11}}\ H^{2}SiO^{3}_{29,25};\ T^{\circ}_{2,0}.$$

Сравнивая данные, относящиеся к 1946 и 1926 гг., можно заключить, что химический состав, температура и дебит этого источника довольно устойчивые, а химический состав воды аналогичен химическому составу воды Улан-Батырыин-Аршана, отличаясь от него лишь меньшей минерализацией и меньшим содержанием углекислоты.

Не исключена возможность, что на участке выхода источника под рыхлыми отложениями, заполняющими долину Сельбы, в тектонической зоне будет вскрыта вода со значительным содержанием углекислоты, что позволит использовать ее не только для лечебных целей как минеральную, но и для

водоснабжения, потому что, по нашим предположениям, общий дебит источника (1200—1300 $м^3$ в сутки) будет увеличен при вскрытии этих вод буровыми скважинами.

11. Чжанчублинг-Аршан (синонимы: Тэригуин-Аршан, Джамшаблин-Аршан, Барун-Гол-Аршан). Холодный углекислый источник Чжанчублинг находится на территории Центрального аймака, в 60 *км* (по прямой) к юго-востоку от Улан-Батора, на абсолютной высоте около 1550 *м* (рис. 33).

Источник расположен в хорошо разработанной долине небольшого ручья Барун-Гол, текущего в юго-восточном направлении. Ручей Барун-Гол имеет четковидное русло с перемежающимся водотоком. Ширина водотока не более 1 *м*, глубина 0,15—0,20 *м*. Берега задернованные, обрывистые, высотой 0,10—0,20 *м*. Дно покрыто гранитной дресвой. Вода в ручье прозрачная, зеленовато-желтого оттенка. Температура воды на дне ручья 9° С при температуре воздуха 15° С (20/IX 1946 г.). По В. Н. Попову, формула химического состава воды следующая:

$$CO^{2}_{0,079};\ M_{0,385}\ \frac{HCO^{3}_{82}SO^{4}_{14}Cl_{3}}{Ca_{57}Mg_{34}(Na+K)_{18}}\ pH=7,3;\ T^{\circ}_{9}.$$

Ширина поймы Барун-Гола около 160 *м*. Вся она покрыта травой и во многих местах заболочена. Заболоченные места обычно мелкокочковатые и обусловлены вероятнее всего линзами многолетнемерзлых пород.

Местность вокруг источника представляет собою сочетание низких и средневысотных гор с мягкими формами рельефа и абсолютными отметками 1520—1862 *м*. Низкие отметки относятся к днищам долин, высокие — к господствующим вершинам, например Гурван-Хухуту-Ула (1862 *м*). Она находится к северо-востоку от источника и возвышается над днищами долин на 300 *м*. Наиболее распространенное превышение склонов долин над их днищами 200—250 *м*.

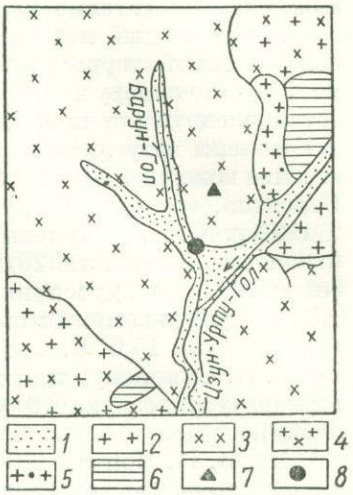


Рис. 33. Район источника Чжанчублинг-Аршан (по материалам А. М. Шамской и В. Н. Попова).

1 — четвертичные аллювиальные отложения (Q). Нерасчлененные (герцинские и мезозойские) граниты (γ_{2+3}): *2* — лейкократовые, *3* — порфировидные, *4* — порфиры, *5* — биотитово-роговообманковые; *6* — средний палеозой (Pz_2): песчаниково-сланцевая толща; *7* — обо (священный знак); *8* — минеральный источник.

По данным геолога А. М. Шамской, с которыми не расходятся и наши наблюдения, район источника сложен преимущественно гранитами: лейкократовыми, порфировидными, биотитово-роговообманковыми или гранит-порфирами. Граниты рвут песчаниково-сланцевую толщу среднего палеозоя. А. М. Шамской и В. К. Чайковским, а также на геологической карте МНР масштаба 1 : 2 500 000 (1957 г.); граниты этого района условно отнесены к киммерийским. По нашим наблюдениям, в данном районе распространены как киммерийские, так и герцинские граниты (см. рис. 33).

Источник приурочен к сопряжению тектонических зон северо-западного и северо-восточного направления, рвущих граниты. Об этом свидетельствуют сильная трещиноватость, наличие окварцованных зон и раздробленность гранитов. В 2 *км* к югу, юго-востоку от источника, на правом берегу Цзун-Урту-Гола, в уступе первой надпойменной террасы нами отмечены серые порфировидные граниты, катаклазированные, с хорошо выраженными зеркалами скольжения на тектонических плоскостях северо-западного простирания 345°, падения на северо-восток под углом 60°. Местами граниты превращены в брекчию. Вероятно, это же тектоническое нарушение геолог А. М. Шамская описывает как сброс на правом берегу Цзун-Гола, северо-

западного простирания 32° с падением на юго-восток под углом 57°. Она относит время его образования к третичному периоду. Ближе к источнику на вершине небольшой куполообразной сопки, рядом с развалинами субургана (молельни), высятся причудливой формы большие останцы выветривания гранитов, издали напоминающие развалины древней крепости. Граниты здесь серые порфировидные, разбитые трещинами шириной до 10—20 *см* северо-восточного простирания 50°, падение на северо-запад под углом 70° и северного простирания с падением под углом 90°.

К северо-западу от источника, в верховье правого борта пади, вблизи вершины господствующей сопки, на абсолютной отметке около 1750 *м* обнажаются биотитовые катаклазированные граниты.

Минеральный источник-колодец находился у подножья уступа первой надпойменной террасы, в 80—85 *м* от русла ручья Барун-Гол. Глубина колодца (по замеру 20/IX 1946 г.) 2,17 *м* от поверхности земли. Дно колодца остановлено в крупной (до 0,5—1,0 *см*) гранитной дресве. Стенки колодца закреплены круглыми бревнами (по местному — хашанник). Внутреннее сечение колодца 0,85 × 0,85 *м*. Высота сруба над поверхностью земли 0,35 *м*. Вероятно, это тот же сруб, который был и во время посещения источника в 1926 г. В. А. Смирновым [186], впервые его описавшим. Уровень воды в колодце находился 20/IX 1946 г. на глубине 1,62 *м*. Вода прозрачная, без запаха, на вкус приятно-кисловатая, изредка газировала мелкими (до 0,5 *см*) пузырьками. Температура воды на дне колодца 1,5° С при температуре воздуха 15,0° С. Содержание в воде радона 10,3 ед. Махе (37,5 эман). По В. А. Смирнову, источник 26/VII 1926 г. имел температуру 0,8° С при температуре воздуха 19° С. Содержание радона в воде 5,3 ед. Махе (22,8 эмана).

По В. Н. Попову (20/IX 1946 г.), формула химического состава воды в колодце-источнике следующая:

$$CO^{2}_{2,17};\ M_{0,99}\frac{HCO^{3}_{98}SO^{4}_{2}}{Ca_{72}(Na+K)_{15}Mg_{12}}H^{2}SiO^{3}_{111,8};\ pH<7;\ T^{\circ}_{1,5}.$$

Состав воды, как пишет В. А. Смирнов, посетивший его в июле 1926 г. и вторично в августе 1927 г., непостоянен; в пробе воды 1926 г. сухой остаток равнялся 419 *мг/л*, HCO_3 — 408 *мг/л* и свободной CO_2 — 644 *мг/л*. В 1927 г. вода содержала свободной углекислоты 1652 *мг/л* и бикарбонатной 647 *мг/л*. По его данным [186], формула химического состава источника следующая:

$$CO^{2}_{0,6};\ M_{0,4}\frac{HCO^{3}_{95}SO^{4}_{4}}{Ca_{60}(Na+K)_{23}Mg_{16}}H^{2}SiO^{3}_{42,4}.$$

Мы полагаем, что В. А. Смирнов поступил неправильно, пересчитывая определенную им в воде общую кремнекислоту (SiO_2) в ионную форму и включая ее в ионный состав, так как при pH = 7 присутствует в воде 99,6% кремневой кислоты в виде H_2SiO_3 и только 0,4% в виде иона $HSiO_3$, тем более что pH воды менее 7. Поэтому для Чжанчублинг-Аршана более правильно кремнекислоту в ионный состав не вводить, что мы и сделали для анализов, выполненных В. А. Смирновым.

Из приведенных формул видно, что изменяется (во времени) не состав воды, как пишет В. А. Смирнов, а ее общая минерализация. Минерализация же воды зависит от количества выпадающих атмосферных осадков. В период летних дождей она, вероятно, минимальна. Весной же, особенно после предыдущего сухого лета и малоснежной зимы, общая минерализация воды будет максимальной. Мы посетили источник осенью, которой предшествовало относительно сухое лето. Общая минерализация источника была более высокой, чем та, которую отмечает В. А. Смирнов для 1926 и 1927 гг. Значительно боль-

шее содержание в воде свободной углекислоты, по сравнению с анализом В. А. Смирнова, объясняется еще и тем, что в 1946 г. количество углекислоты определялось на месте отбора пробы воды.

Источник Чжанчублинг-Аршан пользуется широкой популярностью у населения при лечении главным образом заболеваний желудочно-кишечного тракта.

Источник удобно расположен (близко к столице страны), вода его обладает целебными свойствами. В. Н. Попов еще в 1951—1952 г. указал на то, что после соответствующих изысканий здесь может быть организован санаторий или дом отдыха, тем более, что гидрогеологические условия для каптажных работ очень благоприятные. В настоящее время это претворяется в жизнь. В 1958 г. рядом с описанным нами колодцем по рекомендации Н. А. Маринова была пробурена скважина глубиной 50 *м*, которая, по данным Н. Казаковой, вскрыла: до глубины 2,7 *м* песок с гравием и мелкой галькой серых гранитов, на глубине 2,7—5 *м* гранитную дресву и затем вошла в зону дробления гранитов, превращенных до глубины 36 *м* почти в каолин. Мощность сезонного промерзания грунтов определена в 2,7 *м* и многолетнемерзлых пород около 33 *м*.

Первый водоносный горизонт вскрыт на глубине 1,9 *м* с содержанием свободной углекислоты 0,594 *г/л*; второй — на глубине 36 *м*, напорный с пьезометрическим уровнем +0,8 *м*, содержанием свободной углекислоты до 2,6—2,8 *г/л*. Скважина оборудована фильтром в интервале 34,5—37,5 *м* и 38,5—41,5 *м*.

Таким образом, данные проходки буровой скважины подтвердили прогноз В. Н. Попова (1951 г.) о наличии в районе Чжанчублинг-Аршана островной криолитозоны и о приуроченности выхода минеральной воды к мощной тектонической зоне.

Дебит скважины (после оборудования фильтром) при понижении пьезометрического уровня с 0,35 на 7,35; 15,85 и 26,5 *м* соответственно равнялся 0,125; 0,177 и 0,195 *л/сек*.

В марте 1959 г. из скважины были отобраны пробы воды на химический и спектральный анализы, которые произведены в Москве в лаборатории ВСЕГИНГЕО. Формула химического состава воды по анализу, выполненному в мае 1959 г. Науменко, следующая:

$$CO^{2}_{2,634};\ M_{1,466}\frac{HCO^{3}_{98}}{Ca_{71}Mg_{18}(Na+K)_{11}}H^{2}SiO^{3}_{13};\ pH=6$$

В сухом остатке воды спектральным анализом в той же лаборатории определены: марганец — много, никель — следы, титан — следы, бериллий — незначительные следы, литий — следы, стронций — мало, барий — следы, медь — незначительные следы.

В январе 1960 г. в газовой лаборатории ВНИГНИ (СССР) был произведен анализ газа, отобранного из буровой скв. 567, в котором определено: углекислоты 95,9% (об.), кислорода 0,3%, азота и редких 3,8% и следы метана.

Таким образом, буровая скв. 567 вскрыла минеральную воду, аналогичную воде описанного источника-колодца, с той лишь разницей, что она менее подвержена влиянию атмосферных осадков, а поэтому отличается несколько большей общей минерализацией и содержанием в ней свободной углекислоты.

Вода Чжанчублинг-Аршана по химическому и газовому составу относится к широко распространенным в Хэнтэе углекислым водам типа забайкальских дарасунов.

По сведениям геологов, работающих на территории МНР, в районе Чжанчублинг-Аршана (приблизительные координаты 47°30′ с. ш. и

107°37′ в. д.) имеется источник Бороджин-Аршан; в сухом остатке воды этого источника спектральным анализом определено циркония 0,009 и серебра 0,009 *мг/л*.

12. Минеральный источник на р. Элесутуин-Гол. По сведениям Н. А. Маринова, в 1956 г. при производстве разведочных работ в приустьевой части правого распадка р. Элесутуин-Гол, впадающей слева в Толу, шурфом вскрыта на небольшой глубине холодная углекислая вода. Шурф, вскрывший углекислую воду и оборудованный в виде колодца, оставлен для использования местным населением. Источник находится примерно в 16 *км* к северо-северо-западу от Чжанчублинг-Аршана.

13. Боро-Хурхе-Аршан. Источник находится в восточных отрогах Хэнтэя, в самом верховье Цэнхэр-Гола — левого притока Керулена, к северу от дороги Улан-Батор — Ундэр-Хан.

По Б. М. Куплетскому [93], посетившему источник 16/VII 1926 г., выход его приурочен к краевым частям андезито-базальтового покрова, лежащего на массиве биотитового гранита. Источник углекислый, температура воды 2° С при температуре воздуха 25,5° С. Газ выделяется не интенсивно как в местах выхода воды, так и в заболоченности вокруг источника.

14. Убур-Илигер-Аршан. Источник расположен в восточных отрогах Хэнтэя, в самом верховье р. Хурху — правого притока Онона. Это примерно в 20 *км* к юго-западу от развалин монастыря Бревен хид, находящихся в верховье р. Джиргаланту — левого притока Хурхы.

По Б. М. Куплетскому [93], вода углекислая; газ выделяется не только на месте главного выхода воды, но и на значительной площади вокруг него. Температура воды 0,5° С при температуре воздуха 26° С (17—18/VII 1926 г.).

Выход минеральной воды приурочен к краевым частям гранитного массива, прорывающего толщу кремнистых, известково-кремнистых и глинистых сланцев.

15. Урта-Аршан. Углекислый источник находится в 190 *км* (по прямой) к юго-востоку от Улан-Батора, примерно в 3 *км* к северо-востоку от улучшенной грунтовой дороги на Ундэр-Хан, и в 4 *км* к востоку от перевала Хамар-Даба. Абсолютная высота места выхода источника около 1550 *м* (рис. 34).

Источник, по описанию Н. А. Маринова, впервые данном в 1945 г., находится у основания правого склона безымянной долины, сложенной розовыми среднезернистыми гранитами. В районе выхода минеральной воды граниты немного видоизменены и прорваны жилами зеленокаменных основных пород. Минеральная вода выходит несколькими нисходящими струями на протяжении примерно 20—30 *м*. Растекаясь, вода образует тряскую, кочковатую заболоченность с несколькими озеровидными расширениями, заполненными газирующей водой. Выделение газа наблюдается и по сторонам, где скоплений воды нет.

Дебит источника (по замеру в 1945 г.) около 120 *м*^{3}/*сутки*; вода имеет приятный кисловатый вкус, напоминающий нарзан. По Н. А. Маринову, формула химического состава воды следующая:

$$CO^2_{1,6};\ M_{0,9}\ \frac{HCO^3_{96}SO^4_3}{Mg_{59}Ca_{36}(Na+K)_5}\ Fe_{0,4};\ pH < 5{,}4.$$

В результате проведенного нами осенью 1946 г. рекогносцировочного обследования окрестностей Урта-Аршана были уточнены его природные условия. Урочище Урта представляет собою длинную (около 25 *км*), узкую (ширина днища около 200 *м*) безлесную падь. Она берет начало на абсолютной высоте около 1750 *м* и впадает в большую межгорную впадину северо-восточного направления Уртыйн-Хил с абсолютными высотами днища около 1400 *м*. Верховье пади почти меридионального направления, возвы-

шается над устьем на 350 *м*; затем это направление сменяется юго-восточным и сохраняется до впадины Уртыйн-Хил.

Склоны пади Урта возвышаются над ее дном на 200—300 *м*, достигая 1700—1800 *м* абсолютной высоты. Они густо изрезаны короткими балками, верховья которых имеют циркообразные задернованные расширения. В нижней части тальвеги балок представляют собою промоины часто с вертикальными стенками высотой до 2—3 *м*. Заканчиваются балки конусами выноса. Вдоль подножий склонов пади Урта хорошо выражены в рельефе пьедесталы с несколько меньшим (чем у склонов пади) уклоном их поверхности. Пьедесталы оканчиваются в сторону пади хорошо выраженными в рельефе уступами высотой 5—8 *м* наподобие террас. От уступов начинается ровное, почти горизонтальное задернованное дно пади.

Базисом эрозии и дреной для подземных вод описываемого района является упомянутая выше большая тектоническая впадина Уртыйн-Хил, которая тянется на протяжении 100—120 *км* с северо-востока на юго-запад (215—225°) в сторону долины Керулена. Ширина впадины Уртыйн-Хил от 5 *км* (у дороги Улан-Батор — Ундэр-Хан) до 15 *км* (ближе к долине Керулена).

Северо-восточная часть впадины представляет собою самостоятельную замкнутую котловину, а юго-западная — открывается в долину Керулена. Дно впадины приподнято над уровнем моря на 1250—1400 *м*. На участке источников Урта-Аршан и Шэри-Аршан абсолютная отметка дна впадины около 1400—1370 *м*. Водораздельные хребты и их вершины в бортах впадины возвышаются над ее дном на 100—200 и до 400 *м* (Байсын-Обо на юго-восточном борту с абсолютной отметкой 1667 *м* и вершина Больгин-Дамбинь на северо-западном борту — 1772 *м*).

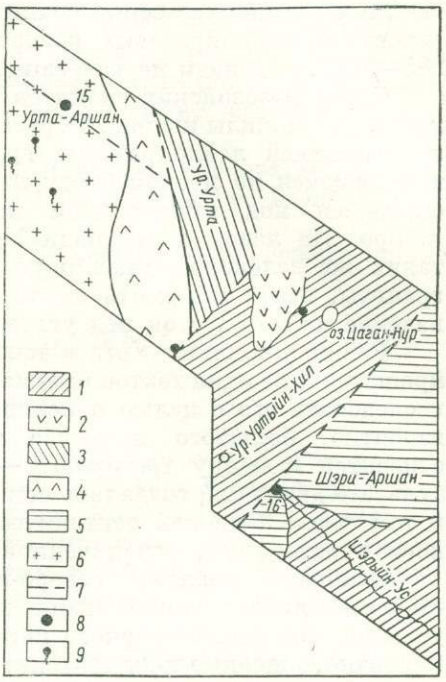


Рис. 34. Геологическая карточка района минеральных источников Урта-Аршан, Шэри-Аршан (по материалам Н. А. Маринова, Р. А. Хасина и по личным наблюдениям В. Н. Попова).

1 — третично-меловые отложения (Тг—Сг): песчаники, рыхлые конгломераты, пестроцветные глины, сажистые глины; *2* — нижнемеловые базальты и андезито-базальты (Cr_1); *3* — верхний палеозой (Pz_3) — эффузивно-осадочная свита: песчаники, сланцы, туфы, кислые эффузивы. Средний палеозой (Pz_2): *4* — эффузивная свита, диабазы, диабазовые порфириты, редко туфы; *5* — песчаниково-сланцевая свита; *6* — герцинские и киммерийские граниты (γ_{2+3}); *7* — тектонические нарушения; *8* — минеральный источник и его номер; *9* — пресные родники.

По материалам Н. А. Маринова и Р. А. Хасина, с учетом наших наблюдений, геологические условия этого района следующие (см. рис. 34). Самыми древними здесь являются породы среднего (?) палеозоя и перми. Представлен средний палеозой песчаниково-сланцевой свитой, эффузивами и их туфами, которые прорываются герцинскими и мезозойскими (нерасчлененными) гранитоидами. Пермские отложения состоят из песчаников, сланцев и конгломератов. Эти породы участвуют в строении бортов упомянутой большой впадины Уртыйн-Хил. Сама впадина и соседняя с ней к юго-востоку бессточная межгорная котловина Шэрыйн-Ус заполнены комплексом нерасчлененных меловых и третичных отложений: песчаниками, конгломератами, пестроцветными и сажистыми глинами, базальтами и андезито-базальтами. Нижнемеловые (?) эффузивы иногда выступают во впадинах в виде останцев, образуя одиноко стоящие сопки.

Падь Урта в районе выхода источника, по нашим наблюдениям, сложена исключительно интрузивными породами, среди которых преобладают, по-видимому, мезозойские граниты. В бортах пади Урта они представлены розоватыми порфировидными лейкократовыми гранитами.

К юго-западу от источника, на вершинах некоторых сопок среди свежих розоватых лейкократовых гранитов сохранились небольшие пятна, по-видимому, герцинских гранитов — серых, мелкозернистых и биотитовых. Местами герцинские серые граниты прорезаются многочисленными жилами розоватых лейкократовых пегматоидноподобных гранитов с простиранием 285—300°, падением на юго-запад под углом 50—60°.

Среди мезозойских гранитов встречаются небольшие тела зеленокаменных пород и жилы кварца. Образец зеленокаменных пород, взятый из дайки, прорывающей лейкократовые граниты на северо-западном склоне сопки, находящейся на правом борту пади (215° на юго-запад от источника), был определен под микроскопом как катаклазированное роговообманковое габбро. На левом борту пади Урта, к северо-западу от источника, жила таких же зеленокаменных пород, прорезающая розоватые лейкократовые граниты, имеет мощность около 2 *м* и северо-восточное простирание 30°, падение на юго-восток под углом 70°.

Район источника Урта в тектоническом отношении довольно сложный, прошедший не один тектоно-магматический цикл. Необходимо более детально исследовать его с целью поисков полезных ископаемых. Самые поздние и, вероятно, большого масштаба тектонические нарушения, по-видимому, относятся к концу третичного — к началу четвертичного времени. В результате движений создались основные черты современного рельефа района, в том числе большой тектонической впадины Уртыйн-Хил северо-восточного простирания, ограниченной крупными разломами.

Основные разломы северо-восточного простирания сопровождались второстепенными поперечными разломами, что создавало благоприятные условия для неравномерного перемещения отдельных блоков земной коры. Вероятно, основные зоны тектонических нарушений унаследовали или проходили вблизи старых, более древних нарушений, заложивших начало формированию крупных тектонических впадин еще в конце юры. Следы крупных разрывных нарушений хорошо прослеживаются вдоль подножий склонов пади Урта. Лейкократовые граниты здесь сильно трещиноватые, часто превращены в катаклазиты, милониты и тектоническую брекчию. Катакластическую структуру имеют, как отмечалось, также дайки и жилы зеленокаменных пород, рвущих лейкократовые граниты. Особенно широко тектоническая брекчия представлена у источника Урта-Аршан. Здесь и далее вверх по пади (на протяжении около 1 *км*) в уступе подгорного пьедестала всюду, кроме конусов выноса, прослеживается тектоническая брекчия из обломков катаклазированных и милонитизированных лейкократовых гранитов, из обломков милонитов, зеленокаменных пород и кварца. Во многих местах брекчия покрыта то белесоватыми, то темно-бурыми, почти черными образованиями, придающими брекчии довольно пеструю окраску с преобладанием желтовато-оранжевых, желтовато-зеленоватых и других более темных тонов. Вероятнее всего, здесь проходит зона тектонических нарушений северо-западного простирания, предположительно нанесенная нами на геологической карте.

С этой тектонической зоной связано возникновение заболоченности и появление на дневной поверхности источников пресной и углекислой воды. Вода из заболоченности стекает в сторону тальвега пади в виде отдельных струек, образующих кое-где небольшие озерки, а в тальвеге пади — постоянный ручей шириной 0,5—1,0 *м* и глубиной 0,005—0,010 *м*. Этот ручей прослеживается на 1 *км* ниже заболоченности, затем он теряется в аллювиально-пролювиальных отложениях. Далее до устья, а также от источника вверх по пади дно пади сухое, ровное.

Углекислая вода вытекает в юго-восточной части заболоченности, в 10 *км* от устья пади Урта. Заболоченность сверху закрыта торфянистыми кочковатыми образованиями мощностью до 0,25 *м*; ниже идет мелкая дресва интрузивных пород, насыщенная водой. Дресва довольно легко прощупывается ломом на глубину 1—1,2 *м* и продолжается далее вниз на неизвестную глубину (тектоническая зона). В небольших ямках среди торфянистой заболоченности происходит слабое выделение газа в виде отдельных мелких пузырьков. На поверхности заболоченности отмечается железистая опалесцирующая пленка. Дебит источника из-за рассосредоточенного вытекания воды замерить трудно. На глаз он не превышает 1 *л/сек* (по Н. А. Маринову, около 1,35 *л/сек*). При надлежащем каптаже дебит источника можно несколько увеличить.

Вода источника прозрачная, на вкус приятная кисловатая. Температура воды в расчищенном выходе 2,0° С при температуре воздуха 7,5° С (2/X 1946 г.).

По данным В. Н. Попова (1/X 1946 г.), формула химического состава воды Урта-Аршана следующая:

$$CO^2_{2,085};\quad M_{0,59}\frac{HCO^3_{95}SO^4_4}{Ca_{64}Mg_{29}(Na+K)_7}H^2SiO^3_{39,0};$$

$$pH<6,3;\quad T^\circ_{2,1}.$$

Урта-Аршан относится к широко распространенным в Хэнтэе углекислым источникам типа забайкальского Дарасуна. В воде Урта-Аршана содержится значительное количество радона (32 ед. Махе, или 116,5 эмана), что выгодно отличает его от других известных источников МНР. Поэтому его надо исследовать более детально. Местным населением источник используется как курорт самообслуживания для лечения желудочных заболеваний.

Из той же заболоченности, где расположен Урта-Аршан, в 0,5 *км* от него к северо-западу вытекает пресный родник. Температура родника 2° С при температуре воздуха 7,5° С. Формула химического состава воды родника следующая:

$$CO^2_{0,013};\quad M_{0,176}\frac{HCO^3_{88}SO^4_6Cl_5}{Mg_{60}Ca_{37}(Na+K)_3}\quad pH=7,35;\quad T^\circ_{2,0}.$$

По химическому составу родник отличается от источника меньшей минерализацией, малым содержанием углекислоты и преобладанием иона магния по сравнению с ионом кальция[1].

Гидрогеологические условия для производства разведочных работ, а также для каптажа источника очень благоприятные.

16. Шэри-Аршан. Источник находится на территории Хэнтэйского аймака, в 110 *км* (по прямой) к северо-западу от аймачного центра Ундэр-Хан и в 210 *км* (по прямой) к юго-востоку от Улан-Батора. Абсолютная высота места выхода источника около 1400 *м* (см. рис. 34).

Ближайший населенный пункт — сомонный центр Чжаргаланту — расположен в 6 *км* к северу в упоминаемой ранее впадине Уртыйн-Хил. Через Чжаргаланту проходит улучшенная грунтовая дорога из Улан-Батора на Ундэр-Хан. Впервые источник описан В. Н. Поповым в 1946 г.

Впадина Уртыйн-Хил через узкие «ворота» северо-западного направления (290°) в юго-восточном борту соединяется с небольшой межгорной котловиной, дно которой несколько ниже дна впадины. Ширина «ворот» около

---

[1] По составу воды Урта-Аршан близок к кукинским минеральным водам Забайкалья, где также в одних струях магния больше, чем кальция, а в других — соотношения этих катионов обратные (*прим. ред. — Н. Т.*).

200 *м*, длина около 1 *км*, их довольно крутые склоны возвышаются над днищем на 120—140 *м*. Юго-восточный борт впадины Уртыйн-Хил сложен на этом участке слюдисто-глинистыми сланцами, которые мы, как и геолог Р. А. Хасин, считаем более правильным относить к среднепалеозойскому возрасту, а не к бархинской формации, как это делает Б. М. Куплетский в соответствии с взглядами М. А. Усова.

В северо-восточном борту «ворот» эти породы разбиты густой сетью трещин северо-восточного простирания: 10°, падение под углом 90°; 60°, падение на северо-запад под углом 60—65°; 70°, падение на юго-восток под углом 82—85° и северо-западного простирания 325°, падение под углом 90°.

Трещины северо-восточного направления разбивают породы на тонкие плитки. Кроме того, породы густо прорезаны тонкими прожилками кварца. Наиболее мощные из них (до 0,15—0,3 *м*) имеют северо-западное простирание 315° и 325° с падением на юго-запад под углами соответственно 74° и 54°. Одна из жил молочно-белого кварца мощностью около 1 *м* простирается на северо-восток 60° с падением на северо-запад под углом 50° и в свою очередь густо разбита трещинами простирания 0°, падение на восток под углом 55°. На плоскости в кварце северо-восточного простирания 60° прекрасно выражены зеркала и борозды скольжения. Направление борозд северо-западное — юго-восточное. По отдельным выходам жилы кварца этого простирания прослеживаются на протяжении до 100 *м*.

Далее на северо-восток в 2—4 *км* от источника слюдисто-глинистые сланцы наряду с трещинами северо-восточного простирания 50—60° разбиты трещинами северо-восточного простирания 0—15° с падением на восток или юго-восток под углом 20—30°. Здесь часто встречаются развалки молочно-белого кварца; отмечена окварцованная и ожелезненная тектоническая брекчия.

По всему юго-западному борту «ворот» среди слюдисто-глинистых сланцев, разбитых густой сетью трещин простирания 260—270°, падение на юго-восток или юг под углом 60°, тянется в широтном направлении широкая полоса (20—40 *м*) развалок молочно-белого кварца. Здесь же встречаются отдельные выходы кварцевых жил с широтным простиранием или простиранием 290°.

Все это позволяет предполагать, что Шэри-Аршан приурочен к сопряжению двух тектонических зон. С тектоническими движениями северо-восточного (50—60°) направления связано формирование огромной впадины Уртыйн-Хил. В том же направлении вытянута узкая гряда сопок, расположенная северо-восточнее источника. С тектоническими разломами в направлении, близком к северо-западному (290°), связано образование «ворот», соединяющих впадину Уртыйн-Хил с соседней межгорной котловиной, а также образование ряда падей и долин, впадающих в Уртыйн-Хил. Тектонические разломы северо-западного простирания в большинстве случаев, по-видимому, более открытые и более молодые, чем основные тектонические зоны северо-восточного направления, или же являются оперяющими для них.

Выходы углекислой воды и углекислого газа расположены в описанных выше «воротах» у подножья их северо-восточного склона на заболоченном и мелкокочковатом участке общей площадью около 200 $м^2$. Газ выделяется из воронок, заполненных водой и безводных.

Струи газа «кочующие», при выходе в атмосферу издают шипящий звук. Дебит газа, поступавший в мерный сосуд через стеклянную воронку диаметром 138 *мм*, равнялся 0,01 $м^3/ч$ (4/X 1946 г.). При расчистке нескольких воронок с водой, в которых происходило выделение газа, под небольшим слоем (0,10—0,15 *м*) торфянистых образований вскрыта насыщенная водой тектоническая брекчия из мелких обломков (дресва) слюдисто-глинистых сланцев с тонким песчано-глинистым заполнением. Поверхностный сток воды из воронок до и после расчистки их не наблюдался.

Из одной расчищенной газирующей воронки были отобраны на анализ пробы воды и газа. Температура воды 0,6° С при температуре воздуха 3° С (4/X 1946 г.). Вода прозрачная, на вкус приятно-кисловатая. Содержание в воде радона 5,5 ед. Махе (20 эман). Формула химического состава воды, по данным В. Н. Попова, следующая:

$$CO^2_{1,63};\ M_{0,75}\frac{HCO^3_{90}SO^4_8Cl_2}{Ca_{67}Mg_{16}(Na+K)_{16}}H^2SiO^3_{67,6};\ Fe_4;\ pH<6,3;\ T^\circ_{0,6}.$$

Анализ газа сделан в газовой лаборатории АН СССР (И. М. Овчинников). Результаты его следующие: CO_2 — 95,39%; N_2 — 4,61%; CH — CH_4, O_2, CO и H_2 не обнаружены.

В северо-западной части той же заболоченности, в нескольких десятках метров от места взятия пробы воды Шэри-Аршана, находится пресный родник с дебитом около 5 *л/сек*. Температура воды 0,6° С при температуре воздуха 3,0° С. Формула химического состава родника

$$CO^2_{0,22};\ M_{0,36}\frac{HCO^3_{94}SO^4_4Cl_2}{Mg_{51}Ca_{36}(Na+K)_{13}}\ pH\approx 7;\ T^\circ_{0,6}.$$

По химическому составу родник отличается от аршана меньшей минерализацией, меньшим содержанием углекислоты и преобладанием иона магния по сравнению с ионом кальция. В данном случае картина аналогична отмеченной ранее при описании источника Урта-Аршан.

Вода Шэри-Аршана относится к группе широко распространенных в Хэнтэе углекислых вод типа забайкальских дарасунов. Население использует воду Шэри-Аршана для лечения желудочных заболеваний, но источник не особенно популярен. Основное назначение минерального и пресного источников — водопой скота, при котором источники сильно загрязняются.

При надлежащем каптаже содержание в воде углекислоты, вероятно, увеличится, так как в настоящее время она рассеивается на значительной площади и скорее всего представляет собою струи свободного газа, возможно, освободившегося из движущихся по этой тектонической зоне углекислых вод. Гидрогеологические условия для каптажа Шэри-Аршана благоприятные.

17. Дашилингыйн-Аршан (синоним — Линг-Аршан). Источник находится в 44 *км* (по прямой) к западу-северо-западу от Ундэр-Хана и в 9 *км* к югу от улучшенной грунтовой дороги из Ундэр-Хана на Улан-Батор. Абсолютная высота места выхода источника Дашилингыйн около 1450 *м*. Ближайший населенный пункт — административный центр Мурэн сомон — расположен в 18 *км* к северо-востоку от источника.

Первые краткие сведения об источнике приводит Б. М. Куплетский [93]. Он неверно называет источник Лимче аршаном, а гору Линг-Обо, расположенную в 1 *км* к юго-востоку (110°), он ошибочно именует Сальбор. Гора же Сальбор (по топографической карте Сальборыйн-Обо) находится не к югу от источника, как пишет Б. М. Куплетский, а к северо-востоку в 4 *км*. По Б. М. Куплетскому, источник углекислый, температура воды (22/VIII 1926 г.) 10,5° С при температуре воздуха 24,5° С. Окрестности источника, в частности, и гора Сальбор, сложены гранитами желтовато-серыми, биотитовыми, мелко- и среднезернистыми, прорванными мощными штоками основных пород типа габбро и пироксенитов со шлирами амфиболитов. Граниты и внедрившиеся в них основные породы Б. М. Куплетский предположительно считает раннепалеозойскими.

В 1941 г. на горе Сальборыйн-Обо побывал геолог Ю. С. Желубовский, который ничего нового по геологии в сравнении с материалами Б. Н. Куплетского не дал; об источнике он совсем не упоминает. В 1945 г. севернее горы Сальборыйн-Обо, вдоль дороги на Ундэр-Хан с геологогидрогеологическим маршрутом проследовали Н. А. Маринов и Р. А. Хасин. Согласно

их наблюдениям, на северо-восточном подножье горы Сальборыйн-Обо и далее к северо-востоку, в отличие от данных Б. М. Куплетского, распространены среднепалеозойские (S_2) кристаллические сланцы, зеленокаменно-измененные эффузивы и подчиненные им известняки, прорванные у Мурэн сомона интрузией герцинских гранитов. Впадину Шарбогыйн-Тала, на юго-восточном берегу которой расположен углекислый источник, они считают тектонической, заполненной осадочными породами третичного возраста; источник Дашилингыйн-Аршан они не обследовали.

В результате проведенного нами 5—8/X 1946 г. рекогносцировочного осмотра источника мы смогли (с учетом изложенного выше материала предыдущих исследователей) уточнить природные условия его окрестностей и составить схематическую геологическую карту (рис. 35).

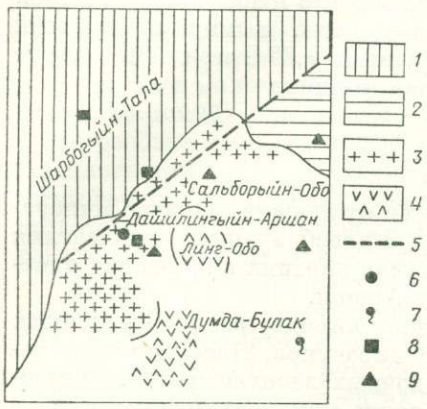


Рис. 35. Схематическая геологическая карточка района минерального источника Дашилингыйн-Аршан (сост. В. Н. Попов с учетом материалов Н. А. Маринова, Р. А. Хасина, Б. М. Куплетского).

1 — третично-меловые отложения (Тг—Сг): рыхлые конгломераты, песчаники, пестроцветные глины, сажистые глины; *2* — средний палеозой (Pz_2) кристаллические сланцы, зелено-каменно измененные эффузивы и подчиненные им известняки; *3* — герцинские граниты (γ_2); *4* — основные породы типа горнблендитов; *5* — тектонические нарушения; *6* — минеральный источник; *7* — пресные родники; *8* — колодцы; *9* — обо (священный знак из конусообразно сложенных камней) на вершинах сопок.

Дашилингыйн-Аршан расположен на юго-восточном склоне большой межгорной впадины Шарбогыйн-Тала, в тальвеге небольшой пади, в приустьевой ее части. Тальвег пади прорезает древний конус выноса, а возможно, древние аллювиально-пролювиальные отложения, образуя на ее левом борту террасовидную площадку около 1500—2000 *м*², высотой примерно 2 *м*.

На этой площадке нами обнаружены следы стоянки древнего человека в виде большого количества мелких остатков кремневых орудий. Кроме того, древние могильники «керексуры» разбросаны на вершинах сопок в 3—4 *км* к юго-западу (200°) от источника. Все это свидетельствует о том, что водой источника пользуются с древнейших времен.

Конусообразная сопка Линг-Обо (1545 *м*) и гора Сальборыйн-Обо (1601 *м*) возвышаются над днищем впадины Шарбогыйн-Тала на 150—200 *м*.

По морфологическим особенностям впадины Шарбогыйн-Тала и Уртыйн-Хил (см. источники *15* и *16*) очень близки между собой. Шарбогыйн-Тала также вытянута в северо-восточном направлении, имеет ширину до 8—10 *км* и заполнена осадочной толщей, которую мы, в отличие от Р. А. Хасина и Н. А. Маринова, считаем более правильным в связи со слабой ее изученностью относить к нерасчлененным третично-меловым отложениям. Судя по высыпкам из нор землероек, верхняя часть этих отложений на участке источника представлена рыхлыми конгломератами из плохо окатанной гальки эффузивных пород кирпично-красного цвета.

Юго-восточный борт впадины сложен серыми гранитами мелко- и среднезернистыми биотитовыми, которые мы также, как Р. А. Хасин и Н. А. Маринов, считаем более правильным относить не к раннепалеозойским, как это делает Б. М. Куплетский, а условно к герцинским.

На участке источника и особенно к югу от него граниты сильно трещиноватые, катаклазированные, местами превращены в тектоническую брекчию. Кроме того, граниты прорезаны здесь густой сетью жил и прожилков кварца. Часто кварц проплавляет целые участки тектонических брекчий. Наиболее часто отмечается простирание кварцевых жил от северо-западного 340° до

северо-восточного 10°. В одной из жил с северо-восточным простиранием 10° отмечено падение на северо-запад под углом 50°. Мощность жил 0,10—0,20 и редко 1—1,5 *м*. Одна из таких более мощных жил разбита трещинами широтного простирания.

Вершина сопки Линг-Обо представляет собою также сплошную развалку молочно-белого кварца со слабым железистым оруденением. У юго-восточного подножья сопки целый ряд кварцевых жил имеет северо-восточное простирание 50°. К югу от этой явно выраженной большой тектонической зоны выступают в виде причудливой формы останцы гранитов, густо разбитые трещинами северо-восточного простирания 50°, с падением на северо-запад под углом 40° и северо-западного простирания 300°, с падением на северо-восток под углом 65°.

К северо-востоку от источника тянется постепенно повышающаяся к горе Сальборыйн-Обо гранитная гряда с причудливыми формами выветривания. Граниты разбиты здесь трещинами северо-восточного простирания 50—60° на плиты (матрацы), стоящие на головах.

Интрузивные тела, о которых упоминает Б. М. Куплетский, типа габбро и пироксенитов отмечены нами к юго-востоку и востоку от источника. К востоку от источника по контакту между гранитами и основными породами внедрилась кварцевая жила. Единственный образец этих основных пород, взятый нами в 3—4 *км* к юго-востоку от источника, при изучении под микроскопом оказался горнблендитом. Вопрос о взаимоотношении между гранитами и основными породами типа горнблендитов не выяснен. Высказывания Б. М. Куплетского о том, что они рвут граниты, необходимо в дальнейшем подтвердить.

Широкое развитие трещиноватости пород, наличие тектонических брекчий, зеркал скольжения, развалок кварца и окварцовых участков свидетельствуют о том, что выход минеральной воды и углекислого газа приурочены, как и в районе источников Урта и Шэри, к зонам крупных тектонических нарушений двух направлений (основного северо-восточного и сопутствующего северо-западного). Выход минеральной воды представляет собою небольшую (диаметром около 12 *м*) заболоченность в тальвеге пади. Из этой заболоченности вытекает ручеек с расходом около 0,09 *л/сек*. В 150 *м* к северо-западу от заболоченности ручеек теряется в аллювиально-пролювиальных образованиях пади. По всей заболоченности наблюдается интенсивное выделение газа, особенно бурное в северной ее части. Здесь в расчищенном нами 8/X 1946 г. углублении вода как бы кипела, дебит газа равнялся 0,045 $м^3/ч$. Газ улавливался в мерный сосуд через стеклянную воронку диаметром 138 *мм*. Вода, взятая из этого углубления, содержала коллоидную муть; на вкус — приятно-кисловатая; температура воды 4,5° С при температуре воздуха 11° С. Содержание в воде радона 16,4 ед. Махе (59,7 эман). По В. Н. Попову, формула химического состава воды Дашилингыйн-Аршана:

$$CO^2_{2,37};\quad M_{0,18}\,\frac{HCO^3_{85}SO^4_{10}Cl_5}{Ca_{68}Mg_{25}Fe_4(Na+K)_3}\,H^2SiO^3_{58,5};\quad Fe_{3,3};\quad pH<5,9;\quad T^\circ_{4,5}.$$

Результат анализа газа, по данным газовой лаборатории АН СССР (И. М. Овчинников), следующий: CO_2 — 98,13% и N_2 — 1,87%.

В 40 *м* к востоку от источника, в правом склоне пади в циркообразном понижении расположен старый колодец с пресной водой, представляющей собой, по-видимому, дериват основного выхода минеральной воды. Глубина колодца 2,55 *м* от поверхности земли; уровень воды на глубине 2,2 *м*. Столб воды 0,35 *м*. Сечение колодца круглое, уменьшающееся к устью квадратной формы сечением 0,5 × 0,5 *м*. Стенки колодца закреплены глыбами гранита. Дебит колодца 0,3 $м^3/ч$. После произведенной (5/X 1946 г.) откачки температура воды в колодце была 5,5° С при температуре воздуха 11° С; вода

прозрачная, не газирует; содержание в воде радона 24,7 ед. Махе. Формула химического состава воды в колодце следующая:

$$CO^{2}_{0,070};\quad M_{0,217}\frac{HCO^{3}_{80}Cl_{11}SO^{4}_{9}}{Ca_{48}Mg_{47}(Na+K)_{4}}Fe_{0,4};\quad pH=6,6;\quad T^{\circ}_{5,5}.$$

Повышенное содержание радона в воде колодца, возможно, связано с сорбцией радия органическим веществом, которым загрязнен колодец в результате постоянного и многолетнего использования его для водопоя скота. Дашилингыйн-Аршан относится к группе широко распространенных в Хэнтэе углекислых источников типа Забайкальского Дарасуна.

Аршан и колодец используются главным образом для водопоя скота. В связи с находками остатков стоянки древнего человека окрестности источника заслуживают внимания археологов.

18. Минеральная вода в долине Шарбогыйн-Тала. Слабоуглекислая вода вскрыта колодцем, расположенным вблизи улучшенной грунтовой дороги Улан-Батор — Ундэр-Хан, примерно в 50—55 *км* на северо-запад от Ундэр-Хана в той же широкой межгорной впадине Шарбогыйн-Тала, в которой находится Дашилингыйн-Аршан (см. рис. 35). Впервые колодец описан в 1945 г. Н. А. Мариновым. Общая глубина колодца 2,2 *м*, глубина до воды 1,5 *м*; сечение в свету 1,2 × 1,2 *м*. Внизу колодец закреплен досками, вверху каменными глыбами.

Вода в колодце мутная, серого цвета, слабо кисловатая на вкус, хотя видимых выделений пузырьков газа в колодце нет. Температура воды 9° С при температуре воздуха 21° С. По неполному полевому анализу воды, отобранной из колодца 26/VI 1945 г., в 1 *л* воды содержится (в *мг/л*): CO_2 (свободной) — 365; HCO_3 — 440; Cl — 20,0; $Fe^{\cdot\cdot} + Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ — 0,5; NO_2 — 0,3; NH_4 — 0,2; pH — 5,4. Эта вода, по Маринову, близка к воде Урта-Аршана, но сильно загрязнена. Местное население использует ее для водопоя скота. Физико-химические свойства воды необходимо уточнить после предварительной откачки воды из колодца и его очистки.

19. Дзюртуй-Аршан. Источник находится примерно в 90 *км* к северо-западу от Ундэр-Хана, в северо-восточной части впадины Уртыйн-Хил (см. источники *15* и *16*). Он вытекает у восточного подножья хребта Дзюртуй-Нуру на абсолютной высоте около 1315 *м*. Впервые описан Б. М. Куплетским [93], по данным которого температура источника 2—5° С при температуре воздуха 15—20° С. Вода углекислая, железистая (19—21/VI 1926 г.).

По Б. М. Куплетскому, в районе источника «покровы базальтов и андезитов выполняют широкую впадину Бурду-Холай (северо-восточное продолжение впадины Уртыйн-Хил — *В. П.*)... Лавы образуют прослои среди конгломератов, вероятно, юрского (?) возраста, причем в самом конгломерате попадаются окатанные гальки пузыристой лавы... Эффузия основных лав началась еще до отложения юрского конгломерата...» Хребет Дзюртуй-Нуру, являющийся западным склоном впадины Бурду-Холай, сложен метаморфической толщей, прорванной гранитами. Метаморфическую толщу Б. М. Куплетский считает докембрийской. В настоящее время большинство геологов, работающих в МНР, чью точку зрения разделяем и мы, относят эти породы к низам среднего палеозоя, которые прорваны герцинскими гранитоидными интрузиями (см. источники *16*, *17*).

20. Улыйн-Аршан. Источник находится на территории Хэнтэйского аймака, в 55 *км* к северо-северо-востоку от Ундэр-Хана. Абсолютная высота места выхода источника около 1350 *м*.

Первые сведения об источнике встречаются в работе Б. М. Куплетского [93], который называет его Хотул-Нор-Аршаном. По Б. М. Куплетскому, окрестности источника сложены крупнозернистыми, порфировидными гранитами, среди которых нередко встречаются представители с резко выраженной катакластической структурой, а местами и типичные милониты,

по появлению их отмечаются зоны тектонических нарушений. К югу от источника, в пади Джаргаланту, граниты прорваны мощными жилами кварцевых порфиров северо-восточного простирания 30°. Непосредственно источнику Б. М. Куплетский уделяет всего несколько слов. Он пишет, что источник углекислый, ключ бьет в озере..., температура воды 10° С при температуре воздуха 22,5° С (12/VIII 1926 г.).

На основе данных рекогносцировочного обследования окрестностей источника В. Н. Поповым в октябре 1946 г. была составлена схематическая геологическая карта (рис. 36). Представления о природных условиях Улыйн-Аршана значительно расширились.

Источник расположен в безлесном горном массиве, состоящем из конусообразных сопок с заостренными и сглаженными вершинами. Склоны сопок в большинстве случаев крутые (до 45—50°), склоны же седловин более пологие и обычно задернованные. Господствующими сопками являются Хутуг-Улыйн-Обо (1705 *м*) и Хонгор-Оройн-Обо (1614 *м*).

Выход минеральной воды находится в 4 *км* (по прямой) к северо-западу от сопки Хонгор-Оройн-Обо, в самом верховье пади, имеющей форму цирка, открытого на север. Северное направление пади сохраняется на протяжении 150—200 *м*, затем резко сменяется западными, и с этим направлением она впадает в большую впадину, идущую на юг в сторону долины Керулена.

В геологическом строении района принимают участие не только граниты, описанные Б. М. Куплетским, возраст которых мы, по аналогии с соседними районами, условно считаем герцинским, но и кислые эффузивы, вероятно, юрского возраста. Серые крупнозернистые порфировидные граниты распространены в северо-восточном секторе от источника в радиусе около 4 *км*. Здесь ими сложены все водораздельные сопки. В основном граниты катаклазированные, местами превращены в типичные милониты. Эффузивы представлены бескварцевыми порфирами различной окраски с преобладанием серых и лиловых тонов. Они распространены к югу и к северо-западу от источника.

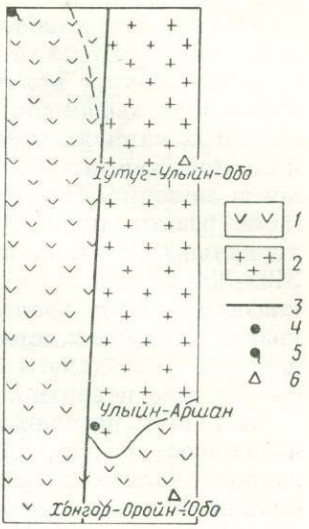


Рис. 36. Схематическая геологическая карточка района минерального источника Улыйн-Аршан (сост. В. Н. Попов с учетом материала Б. М. Куплетского).

1 — юрские эффузивы; *2* — герцинские граниты; *3* — зона тектонических нарушений; *4* — минеральный источник; *5* — пресный родник; *6* — обо (священный знак из камней).

Контакт между гранитами и эффузивами хорошо выражен в рельефе на протяжении около 15 *км* к северу от источника. При этом можно отметить несколько характерных особенностей:

1) сопки, сложенные эффузивами, имеют сглаженные формы, более низкие абсолютные высоты и задернованную поверхность;

2) сопки, сложенные гранитами, более высокие; они изобилуют останцами выветривания гранитов часто причудливой формы;

3) на всем протяжении в результате избирательной эрозии образовались по контакту между этими породами понижения в рельефе и седловины между сопками; по ним проложена дорога из Ундэр-Хана к долине Онона с целью пересечь перевалы по самым низким высотным отметкам;

4) контакт между указанными породами тектонический, о чем свидетельствуют: а) резко выраженная катакластическая структура, а местами и милонитизация гранитов и раздробленность эффузивов в зоне контакта; б) наличие в зоне контакта тектонической брекчии из обломков гранитов, эффузивов и россыпей молочно-белого кварца.

Крупная тектоническая зона нарушений имеет направление, близкое меридиональному, но перемещение отдельных блоков земной коры происходило также и по диагональным разломам северо-восточного и северо-западного направлений. Это хорошо выражено в морфологии глубокого оврага к югу от источника, образовавшегося по контакту между гранитами и эффузивами (см. рис. 36). В верхней части овраг имеет направление с северо-востока на юго-запад. В нижней половине, примерно на меридиане источника, это направление довольно резко сменяется северо-западным, что, вероятнее всего, связано с сопряжением здесь разломов двух упомянутых направлений.

Последнюю наиболее активную фазу тектонических движений в данном районе мы условно относим к концу третичного — к началу четвертичного времени. Вокруг источника тектонические нарушения выражены наиболее резко. Небольшая сопка с обо (священный знак в виде сложенных конусообразных камней), у северо-восточного подножья которой находится источник, представлена брекчированными серо-зелеными породами, напоминающими милонит. Породы смяты, сдавлены, разбиты тектоническими трещинами разных направлений. Наиболее отчетливо выражены трещины меридиональные, а также простирающиеся на северо-восток 40—60° и юго-запад 340—350°. Соседняя к востоку сопка сложена сильно трещиноватыми и катаклазированными гранитами. На ее западном склоне встречаются развалки кварца, а ближе к источнику жилы аплита. В результате этих тектонических нарушений создались благоприятные условия для формирования и выхода на дневную поверхность описываемых минеральных вод.

Источник расположен в циркообразном понижении, в котором имеется небольшое озерко, образовавшееся на месте гидролакколита. Остатки гидролакколита сохранились в виде вала, который в форме полумесяца окаймляет южный берег озерка. Склон вала, обращенный к озеру, более крутой и вогнутый. Выходы минеральной воды сосредоточены на восточном заболоченном берегу озерка. Поднимающаяся по тектонической зоне вода поступает в озерко, из которого она вытекает в виде ручья с раходом 0,85 *л/сек.* В 200—300 *м* к северо-западу от озерка ручей теряется в пролювиально-аллювиальных образованиях, заполняющих падь. Главный выход воды диаметром 0,4 *м* и глубиной 0,4 *м* закреплен глыбами камня на сухой кладке. Вода в нем прозрачная, на вкус приятно-кисловатая, без запаха, изредка слабо газирует мелкими пузырьками. Температура воды 0,6° С при температуре воздуха 14° С (14/X 1946 г.,), что также указывает на возможную сохранность под озерком остатков многолетнемерзлых пород. Содержание в воде радона 5,5 ед. Махе. Формула химического состава воды, отобранной из главного выхода 14/X 1946 г., следующая:

$$CO^{2}_{1,19};\ M_{0,78}\frac{HCO^{3}_{96}SO^{4}_{2}}{Ca_{72}Mg_{19}(Na+K)_{9}}H^{2}SiO^{3}_{44,2};\ pH=6,1;\ T^{\circ}_{0,6}.$$

По сведениям Н. А. Маринова, в 1959 г. спектральным анализом в сухом остатке воды обнаружены: барий, марганец, свинец, цирконий, серебро, медь, стронций [1].

Формула химического состава воды из озерка, образуемого источником, следующая:

$$CO^{2}_{0,096};\ M_{0,81}\frac{HCO^{3}_{96}SO^{4}_{3}}{Mg_{51}Ca_{40}(Na+K)_{9}}H^{2}SiO^{3}_{162,5};\ pH=7,1.$$

По-видимому, за счет потери углекислоты и некоторого увеличения концентрации солевого состава, обусловленного испарением воды из озерка,

[1] Спектральный анализ следует повторить.

в его воде начинает доминировать ион магния по сравнению с ионом кальция, который выпадает из раствора, и значительно возрастает содержание кремнекислоты.

Вода источника используется для лечения желудочных заболеваний, однако он не популярен, вероятно, в связи со значительным загрязнением органикой при водопое скота. Гидрогеологические условия для производства каптажных работ благоприятные.

21. Арангэтэ-Аршан. Источник находится на территории Хэнтэйского аймака, в 125 *км* (по прямой) к северу, северо-востоку от Ундэр-Хана и в 12 *км* (по прямой) к юго-западу от сомонного центра Баян-Адрг (синоним Хонгор сомон). Абсолютная высота места выхода источника около 1025 *м*. Источник расположен в долине р. Арангэтэ — правого притока Онона (рис. 37). Русло речки прижато к левому борту долины, который возвышается над ее дном на 65—125 *м*.

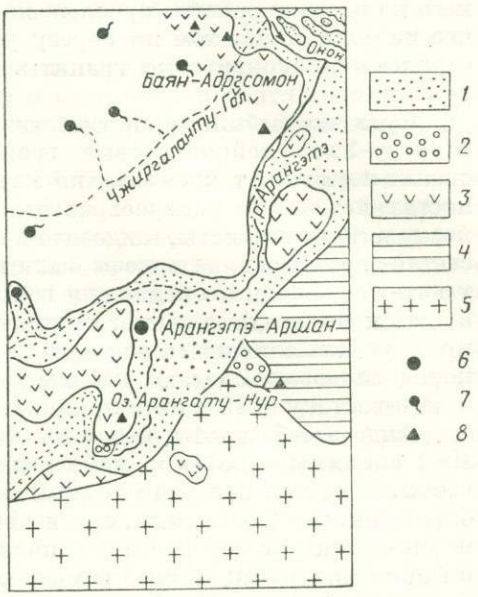


Рис. 37. Район источника Арангэтэ-Аршан (сост. В. Н. Попов с учетом материалов Б. М. Куплетского и В. В. Дельнова).

1 — четвертичные образования (Q). Третично-меловые (?) отложения нерасчлененные (Тг—Cr): *2* — конгломераты, песчаники, *3* — базальты и андезито-базальты; *4* — средний (?) палеозой: кристаллические сланцы, окремненные известняки; *5* — граниты нерасчлененные (герцинские, мезозойские (γ_{2+3}); *6* — минеральный источник; *7* — пресные родники; *8* — обо (священный знак из камней).

Вода в Арангату прозрачная, пресная. Формула химического состава воды, взятой против источника, следующая:

$$CO^{2}_{0,002};\ M_{0,271} \times \times \frac{HCO^{3}_{94}SO^{4}_{4}Cl_{2}}{Mg_{61}Ca_{30}(Na+K)_{9}} H^{2}SiO^{3}_{65};\quad pH=8.$$

Вода речки является аналогом воды озерка, образуемого Улыйн-Аршаном.

Первые краткие сведения об источнике имеются в работе Б. М. Куплетского [93], который пишет, что минеральная вода вытекает в болотистой низине, покрытой охристыми железистыми образованиями. Вода углекислая с сильным железистым привкусом. Низкая температура воды 0,5° С при температуре воздуха 17,5° С (29/VII 1926 г.) объясняется Б. М. Куплетским наличием здесь многолетнемерзлых пород. В окрестностях источника на геологической карте Куплетского показана метаморфическая свита бархинской формации докембрия, относимая в настоящее время большинством геологов к низам среднего палеозоя. В нескольких километрах северо-восточнее источника в приустьевой части Арангэтэ на той же карте отмечены андезиты и базальты без указания их возраста. Базальты же соседней долины р. Шустин-Гол Б. М. Куплетский условно относит к послеюрским. В более позднее время через устье Арангэтэ проследовал с рекогносцировочным маршрутом геолог Ю. С. Желубовский, который ничего нового в сравнении с данными Куплетского в геологию района не внес.

Более полные сведения по геологии этого района приведены в материалах геолога В. В. Дельнова (1944 г.). По его данным, на водораздельном хребте между реками Арангэтэ и Шустин-Гол распространены осадочно-метаморфические породы среднего палеозоя, представленные преимущественно кристаллическими сланцами и окремненными известняками. Они

прорываются лейкократовыми грязно-желтыми гранитами, отнесенными условно к нерасчлененным герцинским и киммерийским гранитам. Преимущественно распространены герцинские граниты. Толща среднего палеозоя сильно метаморфизована, в ней часто встречаются окна и апофизы гранитов.

Нами в 1946 г. получен дополнительный материал по геологии описываемого района, на основе которого с учетом данных Б. М. Куплетского и В. В. Дельнова составлена схематическая геологическая карта окрестностей источника (см. рис. 37). Метаморфическая толща среднего палеозоя того же литологического состава, какой был отмечен В. В. Дельновым для соседнего на востоке района, прослежена нами на правом берегу Арангэтэ восточнее источника. На том же берегу реки к юго-востоку от источника распространены лейкократовые граниты. Они сильно трещиноватые, катаклазированные.

Судя по высыпкам, встречающимся на северо-западном склоне горы Шубуту-Ула, лейкократовые граниты прорезаются жилами кварцевого сиенит-порфира, также заметно катаклазированного. В ближайших окрестностях источника распространены осадочные и эффузивные породы — аркозы и конгломераты, андезито-базальты, базальты и их туфы. Причем светло-серые крепкие аркозы были встречены только на небольшом холмике у юго-юго-западного подножья горы Арангату-Обо (1151 *м*).

Конгломераты рыхлые, крупногалечные, хорошо окатанные, состоящие преимущественно из гальки гранита с примесью гальки метаморфических пород палеозоя, слагают небольшой холм на правом склоне долины реки, к юго-востоку (115°) от источника.

Андезито-базальты, базальты и их туфы распространены гораздо шире. Ими сложены отдельные небольшие сопки и гряды более крупных сопок, возвышающиеся над дном долины от 30 до 125 *м*. Представлены они пестро окрашенными разностями, среди которых встречаются: темно-серые и кирпично-красные с зеленоватыми пятнышками и с незаполненными пустотами в форме миндалин; темные коричневато-серые с пустотами в виде миндалин и горошин, заполненными кремнистыми образованиями. Часто на склонах сопок попадаются куски базальтовых туфов с мелкими прожилками кварца. Иногда встречаются глыбы плотного, почти без пустот, темно-серого базальта. В одном месте базальты сохранились в виде небольшой нашлепки на лейкократовых гранитах. Почти всюду на склонах сопок, где распространены туфы, отмечаются обильные россыпи кремнистых и кварцевых обломков; много халцедона. Часто обломки имеют миндалевидную или округлую форму, это говорит о том, что когда-то они заполняли пустоты в туфах и андезито-базальтах.

Нам не удалось наблюдать контакты между эффузивами, аркозами и конгломератами. Поскольку в составе аркозов и конгломератов обломки эффузивов не встречены, надо полагать, что толща аркозов и конгломератов образовалась раньше, чем произошли излияния эффузивов. По аналогии с другими районами МНР осадочно-эффузивную толщу описываемого района мы условно относим к нерасчлененным третично-меловым отложениям, причем песчаниково-конгломератовая свита, по-видимому, является нижней свитой этих отложений.

Судя по характеру залегания аркозовых песчаников у подножья сопки Арангату-Обо, сложенной базальтами, а также по составу самих песчаников, можно предполагать, что они относятся к самым нижним горизонтам песчаниково-конгломератовой свиты, а по аналогии с другими районами МНР их можно условно считать нижнемеловыми. Конгломераты же, вероятнее всего, отлагались позднее, после значительного перерыва, во время которого произошло поднятие отдельных блоков земной коры, с них сносился грубый, преимущественно гранитный, материал в заложенные ранее озерные впадины.

Разломы, сопровождавшие неравномерное поднятие отдельных блоков земной коры, явились в несколько более позднее время каналами для излияния эффузивов. Следовательно, предположительно можно считать, что конгломераты и эффузивы образовались в верхнемеловое — третичное время.

О крупных тектонических нарушениях, которые претерпел участок долины Арангэтэ, свидетельствуют широко распространенные по правому борту долины катаклазированные граниты, местами превращенные в милониты и в окварцеванную брекчию (в 7—8 *км* к югу от источника). Продолжение этой тектонической зоны хорошо прослеживается и в метаморфической толще среднего палеозоя к юго-юго-востоку (110°) от источника, у контакта с третично-меловыми конгломератами. Здесь также в виде широкой полосы отмечается тектоническая брекчия из обломков сильно окремненных известняков. Непосредственный контакт известняков и конгломератов проследить не удалось, так как он совпадает с задернованной седловиной, но, вероятнее всего, контакт тектонический.

Все это говорит о том, что в мезо-кайнозойское время тектонические движения в описываемом районе происходили неоднократно. Основные из них связаны с продольными трещинами северо-восточного направления; второстепенные же нарушения сопровождались трещинами поперечного к ним направления. Главные элементы рельефа окрестностей долины Арангэтэ с неравномерно приподнятыми над ее дном останцами эффузивов, по-видимому, были заложены еще в конце юры. Затем они модернизировались в результате интенсивных тектонических движений в послеверхнемеловое и особенно в конце третичного — в начале четвертичного времени, когда были сформированы основные черты современного рельефа долины Арангэтэ.

В результате тектонических движений создались благоприятные условия для излияния по трещинам разлома эффузивов, а также для формирования в тектонических зонах трещинных напорных вод, в том числе и минеральных, газирующих углекислотой.

Место, газирующее углекислотой, представляет собою кочковатую торфянистую заболоченность диаметром около 50 *м* без поверхностного стока воды. Заболоченность расположена в 13 *км* от устья Арангэтэ, на ее левом берегу, в 150 *м* от русла у северо-восточного подножья базальтовой сопки. Во многих местах заболоченности наблюдаются выходы углекислого газа в виде мелких пузырьков в небольших ямочках, заполненных водой, или же выделения газа непосредственно из торфянистых образований с каким-то легким шипяще-свистящим звуком. Концентрированных выходов воды или газа не отмечено. Поверхность заболоченности покрыта железистыми налетами ржавого цвета.

При расчистке на глубину до 1 *м* одной из упомянутых выше ямочек с водой и выделяющимися мелкими пузырьками газа вскрыты торфянистые образования мощностью около 0,3 *м*, подстилаемые светло-серым, мелкозернистым, слабо водоносным песком. До расчистки вода в этой ямке имела (17/X 1946 г.) температуру 6° С при температуре воздуха 16,8° С; формула ее химического состава следующая:

$$CO^{2}_{0,366};\ M_{1,978}\frac{HCO^{3}_{99}}{(Ca+Mg)_{84}(Na+K)_{16}}Fe_{5};\ pH<7{,}1;\ T^{\circ}_{6}.$$

На второй день (18/X 1946 г.) вода, взятая из той же ямки после ее расчистки и углубления до 1 *м*, имела слегка мутноватый цвет, опалесцировала; температура воды 5,2° С при температуре воздуха 16,8° С. Вода нерадиоактивная (по радону). Формула химического состава воды следующая:

$$CO^{2}_{1,23};\ M_{1,43}\frac{HCO^{3}_{98}SO^{4}_{2}}{Ca_{62}Mg_{23}(Na+K)_{14}}H^{2}SiO^{3}_{135,2};\ Fe_{3,2};\ pH=6{,}1;\ T^{\circ}_{5,2}.$$

В рассматриваемом случае, возможно, имеется выход свободных струй углекислого газа, освобождающегося из напорных вод, которые разгружаются по тектонической зоне на дне долины Арангэтэ. При соответствующем каптаже содержание углекислоты и дебит воды, по-видимому, увеличатся.

В момент обследования заболоченность с выходом углекислого газа была сильно загрязнена скотом. Следовательно, источник в лечебных целях мало или совсем не используется.

22. Аршан-Булак (синоним Борё-Аршан). Источник находится на территории Чойбалсанского аймака, в 170 *км* к северу от Чойбалсана и в 30 *км* к северо-западу от сомонного административного центра Даш-Балбар. Абсолютная высота места выхода источника около 815 *м* (см. рис. 63).

Впервые источник описан В. А. Смирновым [186] под названием Борё-Аршан. По В. А. Смирнову, источник находится в области распространения палеозойских сланцев и брекчиевидных кремнистых пород и вытекает в небольшой долине, которая тянется с севера на юг и сильно заболочена. По ней протекает ручей, берущий начало в ее более узкой северной части в топком, усеянном кусками известкового туфа и заросшем травой болоте, где изливаются в различных местах на поверхность не менее десяти источников. В одном из них с силой выделяются большие пузыри газа и настолько взмучивают воду, что она принимает от грязи темно-бурый цвет; выделение газов наблюдается также и в других источниках, но с меньшей силой. Температура воды 0,8° С при температуре воздуха 21,1° С (18/VIII 1927 г.). Содержание в воде радона 4,08 ед. Махе. Вода очень приятная на вкус. По В. А. Смирнову, формула химического состава Аршан-Булака следующая

$$(\mathrm{B});\quad \mathrm{CO}^{2}_{2,3};\quad M_{1,1}\frac{(\mathrm{HCO}^{3}_{85}+\mathrm{CO}^{3}_{12})_{97}\mathrm{SO}^{4}_{3}}{\mathrm{Ca}_{44}\mathrm{Mg}_{38}(\mathrm{Na}+\mathrm{K})_{17}}\ \mathrm{H}^{2}\mathrm{SiO}^{3}_{52,4};\quad \mathrm{pH}=6{,}5,\quad T^{\circ}_{0,8}.$$

В. А. Смирнов пишет, что вода этого аршана близка к водам наших дарасунских источников; он должен быть причислен к первоклассным минеральным источникам, так как по содержанию угольной кислоты превосходит даже Нарзан...

Летом 1943 г. источник посетил геолог Н. Е. Невзоров, который дал общее его описание и определил дебит — 1,5 *л/сек*, или 5,4 *м*³/*ч* (10/VIII 1943 г.). Температура воды 0,5° С при температуре воздуха 28° С. Формула химического состава воды Аршан-Булака, по Н. Е. Невзорову, следующая:

$$\mathrm{CO}^{2}_{0,136};\quad M_{0,46}\frac{\mathrm{HCO}^{3}_{88}\mathrm{Cl}_{6}\mathrm{SO}^{4}_{6}}{\mathrm{Ca}_{43}(\mathrm{Na}+\mathrm{K})_{41}\mathrm{Mg}_{15}}\ T^{\circ}_{0,5}.$$

Резкое падение общей минерализации воды и особенно содержания свободной углекислоты, по сравнению с данными анализа В. А. Смирнова, объясняется, по-видимому, тем, что проба была отобрана после многодневных непрерывных дождей, изменивших минерализацию воды, а анализ проводился спустя много времени после взятия пробы воды. Однако этим не объясняется значительно большее содержание в воде хлора (20 *мг/л*). Возможно, это ошибка анализа, выполненного в 1943 г.

В 1944 г. источник посетили геологи А. Д. Каленов и М. В. Кутенков. Они сообщают, что долина Аршан-Боро, в которой расположен источник, вытянута с северо-запада на юго-восток. Площадь в 200—300 *м*² вокруг выхода минеральной воды покрыта белыми выцветами солей. Склоны долины сложены породами песчаниково-сланцевой толщи среднего палеозоя; дно же долины покрыто четвертичными делювиально-пролювиальными отложениями. Предполагается, что выход источника приурочен к большому сбросу северо-западного направления, проходящему по дну долины Аршан-Боро. Образование этого сброса и появление источника Аршан-Булак свя-

зывается с последними фазами альпийского орогенеза, вероятно, раннего четвертичного времени. По данным анализа от 31/VIII 1944 г., в воде содержится (в *мг/л*): свободной углекислоты — 1197, хлоридов — 4, сульфатов — следы, карбонатной щелочности — 19 *мг-экв/л*; pH = 6,4. Общая жесткость 45° (в пересчете на HCO_3 — 1159 *мг/л* и на Ca — 321 *мг/л*). Вода слегка мутноватая с осадком железа; по вкусу напоминает кисловодский нарзан.

Содержание свободной углекислоты, по приведенным данным, значительно меньше, чем по сведениям В. А. Смирнова. Однако это, вероятно, объясняется также тем, что анализ производился через несколько дней после отбора пробы воды. Мы считаем данные В. А. Смирнова более достоверными.

По сведениям Н. А. Маринова, в 1959 г. спектральным анализом в сухом остатке воды обнаружены барий, титан, висмут, цирконий, стронций.

Источник не каптирован, но пользуется большой популярностью у местного населения. Больные съезжаются к источнику в летнее время из разных районов Восточной Монголии для лечения желудочных заболеваний. Необходимо в ближайшее же время произвести детальные гидрогеологические и бальнеологические исследования источника.

23. Баян-Тологой-Барун-Аршан. Источник находится на территории Чойбалсанского аймака, к юго-востоку от источника Аршан-Булак, примерно, в 15 *км* севернее р. Улдза; абсолютная высота около 685 *м*.

Впервые источник описан В. А. Смирновым [186]. Он сообщает, что минеральная вода выбивается из довольно большого болота, среди колеблющейся под ногами трясины у юго-западного склона холма, образованного кремнекислыми натечными породами. Вода источника очень мутная, но с таким же приятным вкусом, как вод Аршан-Булака, и тоже насыщена газами, которые выделяются из болота. Температура воды 1,6° С при температуре воздуха 10,2° С (20/VIII 1927 г.). Формула химического состава воды:

$$[CO^2]; \quad M_{0,99}\frac{(HCO^3_{63}+CO^3_{33})_{96}SO^4_2}{Ca_{58}Na_{22}Mg_{20}}H^2SiO^3_{31,7}; \quad T^\circ_{1,6}.$$

Источник не каптирован. Сведений об его использовании нет.

24. Хонгориин-Аршан (синоним — Хонгор-Цаган-Чулуту-Аршан). Источник находится в 123—125 *км* к север-северо-востоку от Чойбалсана и в 30 *км* к северо-западу от ст. Сунжин-Ундур на железной дороге Чойбалсан — Борзя (СССР). Абсолютная высота места выхода аршана около 850 *м* (см. рис. 63). Источник впервые описан в 1943 г. Н. А. Мариновым.

Минеральная вода вскрыта колодцем у подножья северного борта впадины, в 10 *км* к западу от горько-соленого озера Сумыйн-Нур. По-видимому, выход минеральной воды приурочен к тектонической зоне в гранитах, которые распространены в окрестностях источника-колодца. Общая глубина колодца 2,2 *м*, до воды — 1,8 *м*; сечение колодца круглое диаметром 0,5—0,6 *м*. Вода слегка мутная, на вкус кислая с затхлым запахом. Температура воды 6° С при температуре воздуха 20,8° С (20/VIII 1943 г.). Формула химического состава воды Хонгориин-Аршана:

$$CO^2_{1,1}; \quad M_{0,87}\frac{HCO^3_{87}Cl_8SO^4_5}{(Na+K)_{46}Ca_{33}Mg_{21}} \quad pH=6,75; \quad T^\circ_6.$$

По сведениям Н. А. Маринова, в 1959 г. спектральным анализом в сухом остатке воды определены барий, титан, висмут, серебро и стронций. Вода используется населением для лечения желудочных заболеваний.

В связи с тем, что в 10 *км* к западу от источника в той же впадине имеется оз. Сумыйн-Нур, перспективное в отношении добычи солей (поваренной, глауберовой и содовой), а также в связи с редким для МНР химическим составом воды Хонгориин-Аршана, необходимо детально исследовать

физико-химические свойства воды для окончательного выяснения ее бальнеологической ценности. Не исключена возможность, что буровые скважины вскроют в этом районе воды, близкие к водам типа Боржоми или Ессентуки.

25. Минеральные воды в районе Баян-Обо сомона. Углекислая вода вскрыта буровой скважиной в 125—130 *км* к северо-востоку от Ундэр-Хана, вблизи дороги Ундэр-Хан — Чойбалсан на территории бывшего населенного пункта на левом берегу Керулена. Глубина скважины 96 *м*. Уровень воды в ней на глубине 16,7 *м*. Дебит скважины 224,64 *м*^{3}/*сутки*. Скважина не эксплуатируется. Минеральная вода вскрыта в нижнемеловых переслаивающихся отложениях: мергелистых, опоковидных, известковистых, глинистых и битуминозных сланцах, песчанистых глинах и песчаниках.

По В. Ф. Ковалеву, из скважин были отобраны две пробы воды на химический анализ: № 1 — 27/II и № 2 — 27/VIII 1939 г. Формулы химического состава воды следующие:

$$CO^2_{0,467};\quad M_{2,263}\,\frac{HCO^3_{98}SO^4_2}{(Na+K)_{49}\,Mg_{36}Ca_{11}Fe_3}\,Fe_{29,0}\qquad\text{(проба № 1);}$$

$$CO^2_{0,822};\quad M_{2,417}\,\frac{HCO^3_{95}SO^4_5}{(Na+K)_{55}\,Mg_{32}Ca_{13}}\,T^\circ_3.\qquad\text{(проба № 1).}$$

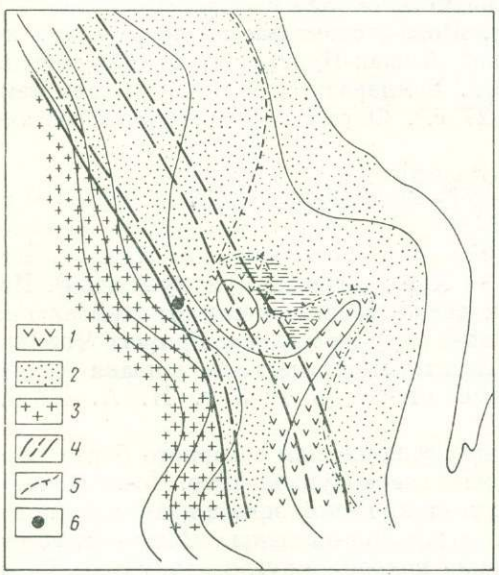


Рис. 38. Схематическая геологическая карта района источника Ара-Шанда-Булак (сост. Ю. С. Желубовский).

1 — известковистые туфы; *2* — песчаники (Cr_1?); *3* — граниты; *4* — тектонические зоны; *5* — граница площади, покрытой выцветами солей; *6* — углекислый источник-колодец.

Минеральные воды этого района, несомненно, следует детально изучить для уточнения их состава и бальнеологических свойств.

26. Ара-Шанда-Булак. Источник находится примерно в 230 *км* к югу от Улан-Батора, у подошвы восточного склона горы Аршанту-Ула среди безлесной Гобийской равнины. Впервые он описан геологом Ю. С. Желубовским в 1945 г. Два неглубоких колодца, вскрывших углекислую воду, расположены на тектоническом контакте гранитов с нижнемеловыми песчаниками (рис. 38). Вода в колодцах слегка мутная, сильно газирует, имеет температуру 10—12° С при температуре воздуха 14—15° С. Вокруг колодцев отмечены отложения известковых туфов. Участок, прилегающий к источнику с востока, покрыт тонкой корочкой соды и глауберовой соли. Формула химического состава воды Ара-Шанда-Булака:

$$CO^2_{0,6};\quad M_{9,7}\,\frac{HCO^3_{49}Cl_{28}SO^4_{22}}{(Na+K)_{93}\,Ca_5Mg_2}\,pH<7{,}1;\qquad T^\circ_{10-12}.$$

Между временем отбора пробы воды на анализ и производством анализа был значительный перерыв. Поэтому можно предполагать, что свободной углекислоты в воде содержится значительно больше.

По химическому составу источник очень близок к широко известному в СССР термальному источнику Исти-Су № 8 (Азербайджан):

$$CO^{2}_{0,64};\ M_{6}\ \frac{HCO^{3}_{50}Cl_{34}SO^{4}_{17}}{(Na+K)_{85}Ca_{9}Mg_{4}}\ H^{2}SiO^{3}_{13};\ T^{\circ}_{57}.$$

Местным населением вода используется для питья и лечения желудочных заболеваний. Следует провести здесь детальные физико-химические исследования и разведочно-эксплуатационное бурение для уточнения бальнеологических свойств воды и надлежащего каптажа источника, так как по предварительным данным в этом районе распространены еще мало известные в МНР бальнеологически очень ценные минеральные воды типа Исти-Су и ессентукских вод СССР.

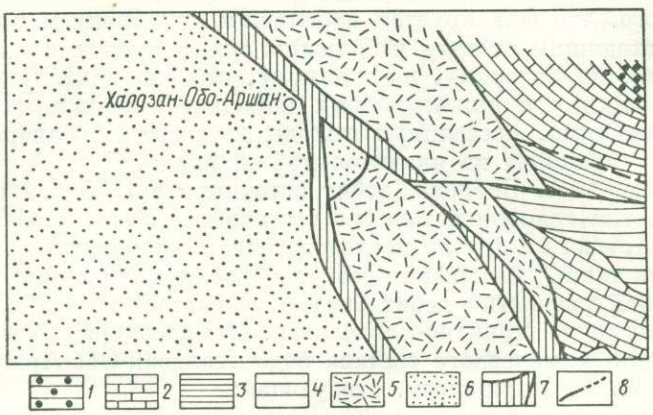


Рис. 39. Схематическая геологическая карточка участка Халдзан-Обо-Аршана (по Н. А. Волкову с дополнениями Н. А. Маринова).

Среднепалеозойские отложения: *1* — конгломераты, *2* — кристаллические известняки, *3* — окремненные сланцы, *4* — кварциты. Юрские отложения: *5* — туфобрекчии, туфы. Нижнемеловые отложения: *6* — аркозовые, туфогенные песчаники, алевролиты, конгломераты, глины; *7* — гидротермально-измененные породы; *8* — тектонические нарушения.

27. Халдзан-Обо-Аршан. Источник находится примерно в 230 *км* к юго-востоку от Улан-Батора, западнее железной дороги Улан-Батор — Дзамын-Удэ в Холобилютинской котловине. Геологические исследования в районе источника проводились в 1954—1958 гг. геологами В. И. Браташом, И. В. Чернышовым, В. А. Бобровым, В. И. Агушевым и др. Первое описание самого источника дал в 1955 г. В. А. Бобров. В октябре 1958 г. источник посетили С. Балдан, П. А. Матросов и Н. А. Маринов [118].

Выход источника приурочен к контакту нижнемеловых отложений, выполняющих Холобилютинскую котловину, с условно юрскими кислыми туфами и туфобрекчиями, слагающими высоко приподнятый южный борт котловины (рис. 39).

На участке выхода минеральной воды интенсивно проявились дизъюнктивные нарушения. Главный разлом северо-западного простирания прослеживается здесь на 15 *км* по контакту метаморфических пород среднего палеозоя с юрскими эффузивно-туфогенными образованиями. На всем протяжении он сопровождается зоной (в 30—40 *м*) дробления и гидротермальным изменением отложений. Амплитуда вертикального перемещения пород около 50—60 *м*. Другой разлом предполагается по подножью горы Халдзан-Обо (Лысая гора) по резкому погружению фундамента нижнемеловых пород, залегающего здесь на глубине около 250 *м*.

Главный тектонический разлом сопровождается оперяющими его второстепенными разломами. К одному из них с северо-западным простиранием 315—323° приурочены выходы минеральной воды. Он сопровождается интенсивным дроблением, осветлением, окварцеванием и ожелезнением юрских и меловых пород. Видимая ширина зоны дробления и гидротермального изменения пород местами достигает 50 *м*.

Главные зоны разлома, по мнению упомянутых исследователей, древнего заложения. На протяжении всей геологической истории их развития по ним и оперяющим их трещинам неоднократно происходили дифференцированные подвижки отдельных блоков земной коры.

Минеральная вода вытекает по контакту гидротермально измененных юрских эффузивно-осадочных пород и нижнемеловых отложений, образуя в этой зоне небольшое углубление диаметром около 1 *м*. Второй концентрированный выход находился в недалеком прошлом в 8—10 *м* к северу от современного, что фиксируется небольшим углублением в той же зоне контакта и отходящим от него небольшим сухим руслом с налетами солевых отложений, по которому, по-видимому, стекала вода. Судя по многочисленным трещинам в нижнемеловых породах, заполненных известковистыми образованиями, рассеянные выходы и движение минеральной воды происходили в прошлом на значительной площади.

По замерам В. А. Боброва, дебит источника в 1955 г. после незначительной расчистки головки источника составлял 1 *л/сек*. В 1957 г., по сведениям В. И. Агушева и других исследователей, он уменьшился до 0,07 *л/сек*. Н. А. Маринов такое уменьшение дебита объясняет заилением выхода воды; после небольшой расчистки дебит быстро возрастает до 1,5—2 *л/сек*. Вода прозрачная, на вкус приятно-кисловатая. Температура воды летом 12—14,8° С. Формула химического состава воды Халдзан-Обо-Аршана, отобранной в 1958 г. Н. А. Мариновым, следующая:

$$CO^{2}_{1,3};\quad M_{8,4}\frac{Cl_{50}HCO^{3}_{42}SO^{4}_{8}}{(Na_{81}+K_{4})_{85}Ca_{11}Mg_{4}}H^{2}SiO^{3}_{0,8};\quad pH=6{,}6;\quad T^{\circ}_{12-14,8}.$$

В 1955 г. содержание радона в воде колебалось от 920 до 2000 эман. В последующие годы оно снизилось: в сентябре — ноябре 1957 г. до 120 эман, а в октябре 1958 г. до 135 эман. По данным газовой лаборатории ВНИГНИ (СССР), в газовый состав источника входят углекислота — 99,5%, азот и редкие — 0,5% об. Кроме того, в лаборатории ВСЕГИНГЕО в водных концентрациях источника спектральным анализом (по методу ТПИ) обнаружены следы или незначительные количества олова, мышьяка, серебра, циркония, хрома, ванадия, титана, лития, стронция, бария, марганца, бериллия, германия и урана.

В узкой полосе, примыкающей к зоне разлома, по В. А. Боброву, в железистых и известковистых песчаниках отмечается несколько повышенное содержание урана и радия. В удалении от минеральных источников такой повышенной радиоактивности пород не наблюдается. Не промышленные концентрации германия отмечаются также и в нижнемеловых углях рассматриваемой Холобилютинской котловины. Вода Халдзан-Обо-Аршана близка известным в СССР углекислым водам типа Ессентуки:

$$CO^{2}_{1,6};\quad M_{12}\frac{HCO^{3}_{60}Cl_{40}}{Na_{90}Ca_{5}Mg_{4}}H^{2}SiO^{3}_{19};\quad pH=6{,}9;\quad T^{\circ}_{12,5}$$ (источник № 17).

Источник заслуживает неотложных детальных исследований.

28. Ара-Нурыйн-Аршан. Источник находится на территории Сухэ-Баторского аймака в 170 *км* к юго-востоку от Ундэр-Хана и в 43 *км* от Мунху-Ханый сомона. В 7 *км* к северо-востоку от источника сохранились развалины монастыря Боонгыйн хид. Абсолютная высота места выхода аршана около 1025 *м*.

Источник Ара-Нурыйн, а также Талыйн-Булагыйн-Аршан (№ 29), находящийся в 30—35 *км* к северо-востоку, расположены в полупустынной Восточно-Монгольской равнине. Окрестности источников представляют собою северо-восточную часть большой вытянутой с северо-востока на юго-запад бессточной впадины с горько-соленым пересыхающим озером Хутул-Нур в ее центре и целым рядом других таких же, но более мелких озер, разбросанных по ее осевой части.

По материалам геологов С. Н. Алексейчика, Н. Е. Невзорова и А. Я. Стефаненко, нами составлена геологическая карта данного района с небольшими изменениями границ тектонических зон (рис. 40). В этих материалах нет никаких сведений об источнике Ара-Нурыйн и он впервые был описан В. Н. Поповым в 1946 г.

Упомянутые авторы считают впадину Хутул-Нур тектонической. Бортовые ее части сложены комплексом осадочно-метаморфических и эффузивных пород палеозойского возраста, которые прорваны герцинскими и киммерийскими гранитами. Здесь же встречаются юрские (?) основные и средние эффузивы и кайнозойские базальты. Во впадине комплекс палеозойских пород опущен на неизвестную глубину. Верхняя часть впадины сложена толщей осадочных третично-меловых пород (преимущественно пестро окрашенные конгломераты и песчаники).

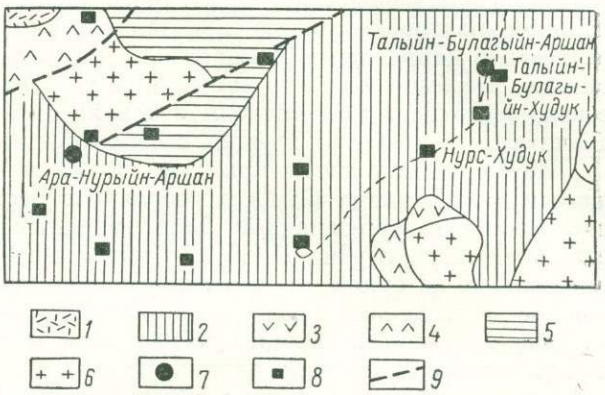


Рис. 40. Район источников впадины Хутул-Нур (по материалам С. Н. Алексейчика, Н. Е. Невзорова, А. Я. Стефаненко и по наблюдениям В. Н. Попова).

1 — кайнозойские эффузивы-базальты (Q—Tr); *2* — третично-меловые отложения (Tr—Cr): пестроокрашенные конгломераты, песчаники; *3* — юрские (?) основные и средние эффузивы J (?): андезиты, порфириты и др.; *4* — верхнепалеозойские (?) эффузивы (Pz_3 ?): сильно измененные зеленовато-серые порфириты, порфиры, их туфы и туфобрекчии; *5* — нижний (?) палеозой (Pz_1): гнейсы, гранито-гнейсы сильно измененные эффузивы, кристаллические и филлитовые сланцы; *6* — нерасчлененные граниты мезозойские и герцинские (γ_{2+3}); *7* — минеральные источники; *8* — колодцы; *9* — зоны тектонических нарушений.

По С. Н. Алексейчику, северо-западный борт впадины в пределах описываемого района представляет собой антиклинальную зону северо-восточного простирания. Ядро этой зоны сложено нижнепалеозойскими (?) породами, которые прорваны интрузивными телами гранитов. Линии тектонических разрывов проходят вдоль юго-восточного крыла антиклинальной зоны, они прослежены по полосам тектонических брекчий вдоль бортов впадины.

Широкое развитие таких же брекчий отмечено нами на участке выхода источника Ара-Нурыйн, что позволило несколько продолжить тектоническую зону, показанную на карте С. Н. Алексейчика и других исследователей, в направлении к источнику. Брекчия состоит из разного размера обломков и глыб кремнистых пород очень пестрой окраски. Полоса брекчий вытянута с веверо-востока на юго-запад и прослежена нами на протяжении не менее 4—5 *км* по направлению на юго-запад ~200°.

На всем этом протяжении на поверхности пологого увала, являющегося правым бортом лога, в котором находится источник, наряду с тектонической брекчией из кремневых пород встречаются россыпи гальки и обломки конгломератов, состоящих из кварца и кремневых пород, из крупнозернистых гранит-порфиров серого и розового цвета, из черных и лиловых эффузивов типа порфиритов или бескварцевых порфиров и из андезито-базальтов.

Россыпи гальки указывают на то, что верхи нерасчлененной толщи третично-меловых пород сложены здесь рыхлыми конгломератами, которые, вероятнее всего, относятся к третичным.

С. Н. Алексейчик, обобщая материал геологических наблюдений по большой территории, приходит к выводу, что последние тектонические нарушения на юго-востоке МНР относятся к концу третичного или к началу четвертичного периода.

Ара-Нурыйн-Аршан, а также упомянутый выше Талыйн-Булагыйн-Аршан и расположенные недалеко от него колодцы, вскрывшие углекислую воду (Талыйн-Булагыйн-Худук и Нурс-Худук), приурочены, по нашим наблюдениям, к этим неотектоническим нарушениям, захватившим толщу третично-меловых пород, которые заполняют впадину Хутул-Нур. Наличие тектонической зоны северо-восточного простирания подтверждается также сильной раздробленностью кристаллических сланцев трещинами северо-восточного направления и многочисленными жилами аплита того же направления, что было отмечено нами на участке источника. Наряду с трещинами северо-восточного направления в тех же небольших обнажениях отмечено значительное развитие трещин северо-западного простирания 295°.

Источник находится примерно в 120 *м* от верховьев лога, спускающегося с юго-запада (200°) в небольшую бессточную западинку, расположенную на северо-западном борту впадины Хутул-Нур. Оборудован он в виде колодца глубиной 1,5 *м*. Стенки колодца закреплены глыбами гранито-гнейса на сухой кладке, зазоры заполнены травой. Дно колодца остановлено в желтовато-сером разнозернистом песке и имеет диаметр около 1 *м*; вверху диаметр колодца уменьшается до 0,6 *м*. На уровне земли напорная углекислая вода переливается из колодца. В 15—20 *м* от колодца-источника в левом борту лога на глубине 0,3 *м* нами была вскрыта почти такая же минеральная вода, как и в колодце, но с меньшим содержанием углекислоты (290 *мг/л*). По-видимому, происхождение описываемого лога обусловлено наличием тектонической зоны, в которой формируются трещинные напорные, местами углекислые воды.

Вода Ара-Нурыйн-Аршана прозрачная, не газирует, на вкус кисловатая, с небольшим затхлым запахом, вероятно, оттого, что колодец используется главным образом для водопоя скота и долго не чистился. Дебит источника не более 0,2 *л/сек*. Температура воды на дне колодца 6° С при температуре воздуха 21° С. Содержание в воде радона 2 ед. Махе (7,28 эмана). Формула химического состава воды, взятой 9/X 1946 г. после откачки воды из колодца, следующая:

$$CO^{2}_{2,04};\ M_{2,87}\frac{HCO^{3}_{58}SO^{4}_{23}Cl_{19}}{Na_{58}Ca_{27}Mg_{14}}Fe_{5,2};\ pH=6{,}3;\ T^{\circ}_{6}.$$

По данным предварительных исследований, вода Ара-Нурыйн-Аршан является аналогом широко известных в СССР минеральных вод Железноводска (источники Владимирский и Кегамовский [94]):

$$CO^{2}_{1,2-0,6};\ M_{2,65}\frac{HCO^{3}_{49}SO^{4}_{37}Cl_{14}}{Na_{54-58}Ca_{31-35}Mg_{11}}T^{\circ}_{27-11,2}.$$

Ара-Нурыйн-Аршан и его аналоги, расположенные во впадине Хутул-Нур, несомненно, надо детально исследовать и в первую очередь более полно определить физико-химические свойства воды. Гидрогеологические условия для ведения разведочных и особенно каптажных работ в этом районе очень благоприятны.

29. Талыйн-Булагыйн-Аршан. Источник находится в 13 *км* к северо-востоку от источника Ара-Нурыйн и в 200 *км* к юго-востоку от Ундэр-Хана. Абсолютная высота места выхода аршана около 1115 *м* (см. рис. 40).

От ближайшего населенного пункта Мунху-Ханый сомон он расположен в 70 *км*. Источник впервые описан В. Н. Поповым в 1946 г.

Район источника представляет собою северо-восточную часть большой бессточной впадины Хутул-Нур. Рельеф здесь холмисто-равнинный с мягкими сглаженными формами. К источнику с севера подходит ряд сухих русел, берущих начало далеко на севере в горном массиве с вершинами Орцок-Ула (1382 *м*), Сул-Ундур, Баин-Тэрмэ (1392 *м*), Ульцзуйт (1330 *м*) и др. В период сильных дождей по верховьям этих русел проносятся временные потоки, но до источника они в настоящее время не доходят. Ширина сухих русел 10—15 *м*, глубина 2—2,5 *м*. Около источника в них встречаются блюдцеобразные мочажины, или маленькие озерки, что указывает на близкое залегание здесь подземных вод.

На левом борту такого сухого русла расположен источник Талыйн-Булагыйн. Выход источника представляет собой небольшое блюдцеобразное понижение среди холмисто-равнинного рельефа с несколькими небольшими чашами от испарившихся временных озер. Возможно, что они были образованы исчезнувшими выходами напорных подземных вод. Рядом, к югу от источника, имеется такое же понижение с заболоченностью, в котором кое-где выделяются пузырьки газа, что указывает на небольшой второй выход минеральной воды.

Общие геологические условия района освещены при описании источника Ара-Нурыйн. Здесь необходимо добавить лишь следующее. В радиусе 2—3 *км* вокруг источника увалы и куполовидные холмы сложены рыхлыми конгломератами из мелкой (до 2 *см*) хорошо окатанной гальки порфиритов, порфиров, кварца (много) и кремнистых пород; встречаются гальки андезито-базальтов. Конгломераты составляют верхнюю часть нерасчлененной толщи третично-меловых отложений, заполняющих впадину, и в данном случае, вероятнее всего, являются третичными.

Минеральная вода под напором выбивается на дне упомянутого выше блюдцеобразного понижения. Дно понижения покрыто слоем (5 *см*) илистых образований почти черного цвета. Диаметр «блюдца» около 5 *м*, глубина 0,2—0,3 *м*. Вода вытекает из него в виде маленького ручейка на северо-запад (320°) и через 90 *м* впадает в небольшое озерко размером 20 × 60 и глубиной 0,3—0,4 *м*, находящееся на дне упомянутого выше сухого русла. Вытянуто озерко с северо-востока на юго-запад. Оно не пересыхает и, несомненно, питается не только водой источника, но и подземными водами.

Дебит источника 0,5 *л/сек*. Вода прозрачная, не опалесцирует, без запаха, кисловатая с каким-то слабым неприятным привкусом, вероятно, от значительного содержания в ней сульфатов магния; слабо газирует мелкими пузырьками в отдельных точках, но особенно в центральной части «блюдца» на площади около 6 $м^2$. Температура воды 2° С при температуре воздуха 6,5° С (11/X 1946 г.). Радона в воде не обнаружено. Формула химического состава воды Талыйн-Булагыйн-Аршана следующая:

$$CO^{2}_{0,73};\ M_{2,79}\ \frac{HCO^{3}_{45}SO^{4}_{40}Cl_{15}}{Na_{55}Ca_{30}Mg_{14}}\ H^{2}SiO^{3}_{51};\ Fe_{6.8};\ pH \approx 6{,}7;\ T^{\circ}_{2,0}.$$

Местное население использует источник для лечения желудочных заболеваний. Кроме того, вдоль ручья, образуемого источником, вырыты ямки, из них больные выбирают небольшие гнезда иловатой черной грязи для горячих апликаций от всевозможных костных и кожных заболеваний. О популярности и лечебных свойствах источника можно судить по всевозможным дарам, которыми излечившиеся больные увешали деревянные жерди, воткнутые между крупными камнями, обрамляющими блюдцеобразное понижение с выходом минеральной воды.

Район источников *28* и *29* заслуживает дальнейших более детальных исследований. Дело в том, что, кроме этих источников, здесь нами выявлены

еще два колодца с повышенным содержанием углекислоты. По-видимому, глубокими буровыми скважинами в этом районе будут вскрыты углекислые воды с различным соотношением основных компонентов. Ниже приводятся краткие сведения об упомянутых колодцах.

Колодец Талыйн-Булагыйн-Худук находится в 0,5 *км* к юго-востоку от Талыйн-Булагыйн-Аршан и расположен в таком же блюдцеобразном понижении среди холмисто-равнинного рельефа и в тех же геологических условиях, что и названный источник. Глубина колодца 2 *м*, до воды — 1,10 *м*; столб воды — 0,9 *м*. Сечение колодца 1 × 1 *м*; крепление — вертикально поставленные доски. Устье колодца заделано глыбами камня, уменьшившими его диаметр до 0,6 *м*.

Вода в колодце прозрачная, не газирует, слегка желтовато-зеленоватая, с небольшим затхлым запахом; слабо кисловатая с неприятным привкусом. Температура воды на дне колодца 5° С при температуре воздуха 2° С.

Формула химического состава воды Талыйн-Булагыйн-Худука, взятой после произведенной (12/X 1946 г.) из колодца откачки, следующая:

$$CO^2_{0,255};\quad M_{4,1}\,\frac{SO^4_{42}Cl_{30}HCO^3_{28}}{(Na+K)_{74}Mg_{16}Ca_9}\,Fe_{0,4};\quad pH=6{,}9;\quad T^\circ_5.$$

Колодец Нурс-Худук расположен в 3,5 *км* к юго-западу от Талыйн-Булагыйн-Аршана на дне того же сухого русла с озерками, которое было описано ранее (см. источник № *29*). Формула химического состава воды, отобранной из колодца Нурс-Худук 11/X 1946 г., следующая:

$$CO^2_{0,27};\quad M_{2,26}\,\frac{SO^4_{38}HCO^3_{35}Cl_{27}}{(Na+K)_{60}Mg_{26}Ca_{14}}\,Fe_{\text{ед.}};\quad pH\approx 7.$$

А. Я. Стефаненко в 1944 г. описал колодец под названием Тологойн-Худуг со слабо углекислой водой, который, по его данным, находится в этом же районе в 25 *км* к востоку от развалин монастыря Боонгыйн хид (см. источник № *28*) на дне большого оврага среди нерасчлененных третично-меловых отложений. Абсолютная высота около 1025 *м*; координаты — 46°54′ с. ш. и 112° 58′ в. д. Стенки колодца закреплены камнем, сечение на свету 0,5 × × 0,5 *м*; дебит около 0,5 $м^3$/*ч*. Температура воды 4° С при температуре воздуха 12° С (2/X 1944 г.). Формула химического состава воды Тологайн-Худук:

$$CO^2_{0,3};\quad M_{3,1}\,\frac{SO^4_{45}HCO^3_{41}Cl_{14}}{(Na+K)_{63}(Ca+Mg)_{37}}\,T^\circ_{4,0}.$$

По расположению и по химическому составу воды этот колодец очень близок к колодцу Нурс-Худук. Возможно, что Тологойн-Худуг является синонимом описанного нами колодца Нурс-Худуг. Однако не исключено, что таковым является и колодец, показанный на топографической карте между Нурс-Худук и Талыйн-Булагыйн-Худук (см. рис. 40), который нами не обследован.

30. Минеральная вода в районе Дзамын-Удэ. Углекислая вода была вскрыта здесь буровой скважиной, пройденной в 4,5 *км* к юго-востоку от пос. Дзамын-Удэ (Восточно-Гобийский аймак) у борта крупной впадины, вдоль которой проходит мощная сбросо-надвиговая зона. В бортах этой впадины граниты рвут палеозойскую метаморфическую толщу. Общая глубина скважины 58,3 *м*; абсолютная высота устья около 995 *м* (см. рис. 63). По данным А. Я. Стефаненко, относящимся к 1937 г., скважиной вскрыты (сверху вниз) следующие породы: 1) песок мелкозернистый со щебенкой мощностью 0,7 *м*; 2) суглинок зеленовато-серый легкий — 1,3 *м*; 3) песок мелкозернистый, слабо глинистый, с редкой щебенкой метаморфических пород — 3,8 *м*; 4) глина красная, плотная, жирная, с редкими зернами кварца и включениями кристаллов гипса — 26,7 *м*; 5) дресва гранитов

и щебень метаморфических пород (видимо, тектоническая зона) — 5,5 *м*; 6) гранит серый, сверху разрушенный, в нижней части более плотный, трещиноватый — 20,3 *м*.

Первые три слоя относятся к четвертичным озерно-аллювиальным образованиям. Красные глины, вероятно, третичные. Напорная вода была встречена на глубине 52 *м* в гранитах и установилась на глубине 36,2 *м* от поверхности земли. Дебит скважины 34,6 $м^3/сутки$.

По А. Я. Стефаненко, формула химического состава минеральной воды следующая:

$$CO_3^2;\quad M_{20}\,\frac{Cl_{51}HCO_{33}^3SO_{16}^4}{(Na+K)_{50}\,Mg_{38}Ca_9Fe_2}\,Fe_{150};\quad T_{8,0}^{\circ}.$$

Вскрытые скважиной минеральные воды близки к водам известных минеральных источников Арзни (Армянская ССР), формула которых следующая (скв. 15);

$$CO_{2,0}^2;\quad M_{8,3}\,\frac{Cl_{65}HCO_{27}^3SO_8^4}{Na_{75}\,(Ca+Mg)_{25}}\,T_{20,5}^{\circ}.$$

Эти воды представляют большой практический и научный интерес, но изучены они очень слабо. Необходимо более детально исследовать их, в первую очередь путем бурения новых скважин с тщательным гидрогеологическим и физико-химическим опробованием.

Термальные, преимущественно азотные источники

а) Группа гидрокарбонатных натриевых терм

31. Хучжиртэ-Халун-Усу-Аршан. Источники Хучжиртэ, расположенные в 330 *км* к юго-западу от Улан-Батора, являются единственными минеральными источниками в МНР, в районе которых в 1944—1945 гг. под руководством В. Н. Попова были проведены гидрогеологические работы с целью изучения их природных условий для дальнейшего развития действующего здесь санатория республиканского значения.

В окрестностях Хучжиртэ-Аршана разбросаны многочисленные могильники, так называемые «керексуры». Следовательно, источники были известны народу еще в глубокой древности. У монгольского народа об открытии этих источников и о правилах пользования ими сложились легенды, передаваемые из поколений в поколения.

Однако, несмотря на древность источников Хучжиртэ, их история нигде не записана. Первые литературные сведения о них появились в 1932 г. в работе геохимика В. А. Смирнова, посетившего их в 1927 г. [186]. По данным этого исследования, источники вытекают у подошвы горы Ац (монголы называют ее Шенх-Ула — *В. П.*), имевшей в древности большое значение в религиозном культе народов, так как у самого подножья горы разбросано не менее сотни могильников — керексуров.

В то время источники были каптированы восемью примитивными колодцами-ваннами. Температура воды в них колебалась от 27,4° до 38,6° С при температуре воздуха 16,7° С. В воде содержалось 15,43 ед. Махе радона. Смирнов пишет: «Больные, в надежде на исцеление, стекаются к этому аршану со всех концов Монголии, даже с юго-восточной китайской границы. . .»

В 1934 г. на источниках побывали работники научно-исследовательской экспедиции Наркомздрава СССР, которые обнаружили там специальные доски с надписями на тибетском языке — наставления для лечащихся больных (показания и противопоказания, сроки и методы лечения). После перевода, сделанного М. И. Тубянским, выяснилось, что этот документ переписан и переделан в 1899 г. с каких-то более древних исторических документов.

По рекомендациям работников экспедиции на месте выхода термальных вод, без учета инженерно-геологических условий и агрессивности воды, было выстроено деревянное ванное здание, которое к 1945 г. пришло в полную негодность от агрессивного воздействия на дерево паров воды, насыщенных сероводородом.

Некоторые результаты работы этой экспедиции опубликованы в 1935 г. С. Ю. Беленьким и П. Г. Чунтомовым [14]. Приложенные к их статье данные полевого химического анализа воды Хучжиртэ-Аршана в отношении содержания некоторых компонентов, особенно сероводорода, вызывают сомнения. Они расходятся как с данными В. А. Смирнова, так и с данными наших исследований. В 1942 г. через пос. Хучжиртэ проследовал геолог В. В. Дельнов с геологическим маршрутом из г. Арбай-Хэрэ к оз. Угейн-Нур. Для этого маршрута им была составлена схематическая геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000.

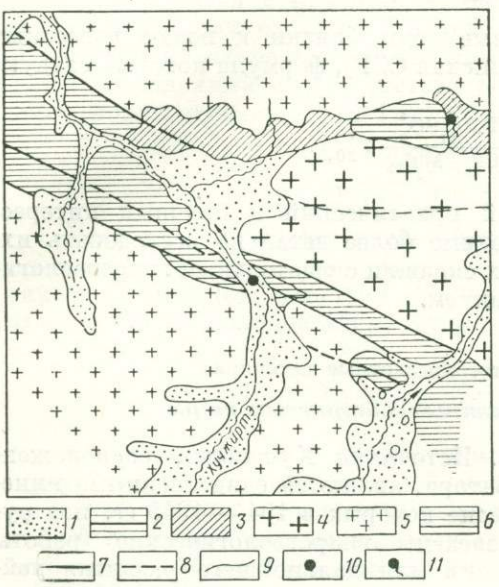


Рис. 41. Геологическая карточка района курорта Хучжиртэ (сост. Т. А. Додонова и В. Н. Попов).

1 — четвертичные отложения: *2* — третично-верхнемеловые (?) отложения (красноцветные глины, известково-глинистые породы и известковистые песчаники $Cr_2 + Tr$); *3* — нижний мел Cr (?) — конгломераты и песчаники; *4* — граниты послепермские (?) лейкократовые; *5* — граниты порфировидные (герцинские) γ_2; *6* — средний (?) палеозой — песчаниково-сланцевая свита. Зоны дизъюнктивных нарушений: *7* — прослеженные, *8* — предполагаемые; *9* — границы геологических комплексов; *10* — термальный источник; *11* — пресный холодный источник Шабар-Булак.

Источники Хучжиртэ находятся на территории сомона Хучжиртэ Южно-Хангайского (Убур-Хангайского) аймака, в 70 *км* к северу от аймачного административного центра — Арбай-Хэрэ. Высота места выхода источников над уровнем моря около 1650 *м* (рис. 41). Источники и санаторий расположены на окраине сомона Хучжиртэ. Европейские постройки и юрты сомона находятся на левом берегу р. Хучжиртэ, на первой и второй надпойменных террасах. На правом берегу, против сомонных построек, раскинулись постройки санатория.

Источником водоснабжения курорта и сомона является р. Хучжиртэ. Зимой, когда вода в реке промерзает до дна, для получения питьевой воды используется лед реки или снег. Топливом служат дрова.

Курорт Хучжиртэ связан с Улан-Батором двумя грунтовыми дорогами, вполне пригодными для проезда автотранспорта. Северная дорога общей протяженностью около 420 *км* идет от Хучжиртэ на северо-восток через Шанха сомон. Южная дорога протяженностью около 510—520 *км* тянется от Хучжиртэ на юг до Арбай-Хэрэ (90 *км*), пересекая невысокий перевал через хр. Хангай. От Арбай-Хэрэ дорога поворачивает на северо-восток к Улан-Батору, к которому она подходит по левому берегу Толы.

Р е л ь е ф. Источники расположены в 40—50 *км* к северу от водораздела магистрального хребта Хангай, на его северном склоне. Здесь берут начало некоторые правые притоки Орхона. В окрестности курорта большие речные долины расчленили северные отроги Хангая на ряд отдельных горных возвышенностей, создающих характерный радиально-лучистый тип горно-долинного ландшафта, обычно свойственный горстовым горным возвышен-

ностям. Наиболее крупные возвышенности — гора Мойтлу-Ула (абсолютная высота 2048 *м*), расположенная в 10—12 *км* к северу от источников, и гора Ихэ-Берхэ-Ула (около 1955 *м*), находящаяся в 10—12 *км* к западу от санатория.

К л и м а т. Метеорологические наблюдения на курорте Хучжиртэ были организованы и проведены нами с 1/V 1944 по 1/V 1945 г. Лето в 1944 г. стояло засушливое, а зима 1944/45 г. была особенной, как и для всей Монголии, по большому количеству выпавшего снега и по низким температурам воздуха. Среднегодовая температура воздуха за тот год равнялась —5° С, тогда как средняя многолетняя годовая температура воздуха, судя по сведениям двух ближайших метеорологических станций в Арбай-Хэрэ и Цэцэрлэг, должна быть близка к +0,5—1,0° С. Среднемесячная температура июля равнялась +16,1° С и декабря —31,3° С. Абсолютная годовая амплитуда температуры воздуха достигала 77,8° С (3/VIII 1945 г. +30,7° и 2/II 1946 г. —46,1° С). Амплитуда среднемесячных температур за год не превышала 47,4° С.

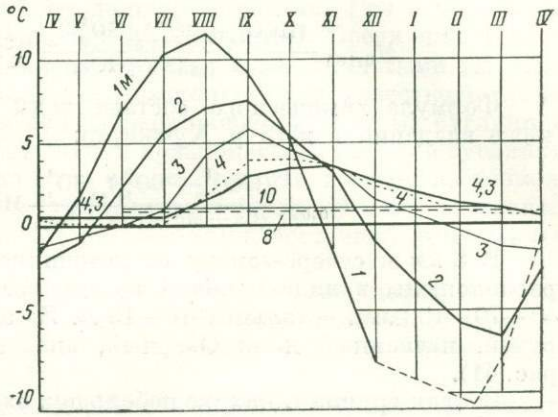


Рис. 42. Среднемесячная температура грунтов на площадке курорта Хучжиртэ (апрель 1944 г.— апрель 1945 г.; сост. В. Н. Попов).

Атмосферных осадков за год выпало около 100,5 *мм*. Несмотря на исключительно сухое лето, пересыхания ручьев и мелких речек не отмечено, что свидетельствует о подземном питании рек, которое, вероятно, является основным. По данным соседних станций в Цэцэрлэг и Арбай-Хэрэ, среднемноголетнее количество осадков в районе Хучжиртэ можно предполагать близким к 200—250 *мм*, большая часть их обычно выпадает в летний период. С периодом летних дождей связан максимальный паводок постоянно действующих рек.

Судя по значительной приподнятости территории над уровнем моря (1500—2000 *м*) и местоположению ее в южной зоне распространения многолетнемерзлых пород, можно предположить наличие последних в виде небольших линз (островков) в некоторых долинах и в отдельных межгорных котловинах, особенно на затененных и обращенных к северу участках, сложенных суглинистыми и глинистыми породами. Об этом же свидетельствует характерный кочковатый микрорельеф на таких участках. Сезонное промерзание супесчаных грунтов с примесью мелкой дресвы на площадке санатория достигает 3,5—4 *м*. На глубине 3—3,5 *м* отрицательные температуры держатся до конца июня. На глубине 2 *м* грунты оттаивают в первых числах июня, а на глубине 1 *м* — в первых числах мая. Зона почти нулевых колебаний температуры находится на глубине около 9 *м*, т. е. на уровне залегания грунтовых вод; она имеет температуру около +1° С (рис. 42).

В пойме Хучжиртэ, где сверху распространены торфянистые образования и значителен растительный слой, процесс оттаивания деятельного слоя затягивается до августа — сентября. Вероятно, в годы с глубоким зимним промерзанием и с прохладным летом в долинах рек остаются такие же «перелетки», что отмечены нами в долине Хучжиртэ в 1944/45 г. На отдельных же участках, по-видимому, сохраняются многолетнемерзлые породы.

Р е к и и о з е р а. Главной водной артерией района является Орхон, протекающий в 15 *км* к северо-западу от источников, которые находятся на правом берегу его правого притока р. Хучжиртэ. Орхон — типичная

горная река. Русло реки галечниково-валунное; диаметр многих валунов и глыб — 1,5—2 *м*, ширина русла 60—100 *м*; ширина водотока 30—50 *м*. Глубина реки в межень на перекатах не превышает 0,5—0,7 *м*; наиболее распространенная 1—1,5 *м*; встречаются ямы глубиной до 3—4 *м*. Скорость течения реки 1,4—1,5 *м/сек*. Уровень реки во время летних паводков иногда поднимается на 2,5—3,0 *м* выше меженного.

Русло р. Хучжиртэ песчано-галечниковое с небольшими валунами. Ширина русла 3—6 *м*. Берега песчаные с галькой или супесчаные, обрывистые, высотой 0,5—1 *м*. Водоток постоянный, ширина его 2—5 *м*. Наиболее распространенная глубина 0,15—0,30 *м*. Скорость реки в меженный период 0,3—0,5 *м/сутки*; расход 0,21 (IX) — 0,6 (IV) $м^3/сек$. Формула химического состава воды р. Хучжиртэ, взятой 21/IX 1944 г. в 250 *м* выше источников при температуре воздуха 13,3° С:

$$M_{0,184}\frac{(HCO^3_{74}+CO^3_{12})_{86}\,SO^4_9Cl_4}{Ca_{64}Mg_{20}\,(Na+K)_{16}}H^2SiO^3_{20,8};\quad pH=8,35;\quad T^\circ_{3,0}.$$

Формула химического состава воды Орхона, взятой 9/VIII 1944 г. ниже впадения в него р. Хучжиртэ:

$$M_{0,095}\frac{(HCO^3_{72}+CO^3_{11})_{83}\,SO^4_{15}}{(Ca+Mg)_{71}(Na+K)_{29}}H^2SiO^3_{14,3};\quad pH=8,3.$$

В 8 *км* к северо-западу от источников в большой безымянной долине расположены в виде цепочки восемь озер. Три из них диаметром около 40—70—100 *мм*, остальные 10—15 *м*. Из этих озер берет начало небольшой ручей, названный нами Озерный, впадающий в р. Хучжиртэ слева (см. рис. 41).

Вторая группа таких же небольших озер находится в 8 *км* к юго-востоку от источника в долине р. Харацзани-Гол. Одно из них под названием Цаган-Бурды расположено на левом берегу реки, остальные на правом. Все упомянутые озера и минеральные источники приурочены к одной тектонической зоне. Питаются озера главным образом трещинными напорными подземными водами и летом не пересыхают, несмотря на малые размеры. Судя по геоморфологии берегов, эти озера образовались на месте бывших здесь ранее гидролакколитов, что свидетельствует, по-видимому, о деградации мерзлой зоны в современную эпоху.

Обобщенная формула химического состава озер по пробам, отобранным 11 и 31/VIII 1944 г. при температуре воздуха 19,3 и 16° С, следующая:

$$M_{0,3-0,69}\frac{(HCO^3_{33-72}+CO^3_{10-60})_{82-93}\,SO^4_{5-14}Cl_{4-12}}{(Ca+Mg)_{53-55}\,(Na+K)_{45-51}}H^2SiO^3_{18-22\text{ и }35};$$

$$pH=8,3\div8,65;\quad T^\circ_{19,3-20}.$$

По химическому составу вода озер занимает промежуточное положение между водой рек и минеральных источников, причем максимальное содержание кремнекислоты (35 *мг/л*) отмечено только в озере, непосредственно из которого вытекает ручей Озерный.

Геологические условия (см. рис. 41). По материалам Т. Н. Додоновой и В. Н. Попова, наиболее древними образованиями являются породы песчаниково-сланцевой свиты среднего палеозоя (глинистые, филлитовые и песчаные сланцы, песчаники, конгломераты, кристаллические сланцы).

На размытой поверхности среднего палеозоя залегают условно пермские отложения в виде небольшой узкой полосы по левому берегу Хучжиртэ к северо-западу от источников. Низы этих отложений представлены конгломератами, выше залегают песчаники и самую верхнюю часть составляют песчано-глинистые и глинистые сланцы и аргиллиты.

Следующим стратиграфическим комплексом являются породы предположительно нижнего мела. Они имеют небольшое распространение к северу от курорта — в урочище Хучжиртэ-Ама и в долине родника Шабар-Булак. Это довольно плотные конгломераты с прослоями песчаников, которые в северной части Хучжиртэ-Ама залегают на размытой поверхности герцинских гранитов. Кроме того, указанные отложения вскрыты на глубине 50 *м* разведочной скв. 2 в долине Хучжиртэ рядом со зданием санатория (см. рис. 45). Отложения, по-видимому, этой же свиты отмечены в долине Орхона, на левом берегу реки. Возможно, что аналогичные породы нижнего мела заполняют и другие впадины и речные долины, особенно в местах их четко видных расширений.

Нерасчлененные верхнемеловые — третичные (?) отложения выходят на поверхность у родника Шабар-Булак (в 10—11 *км* к северо-востоку от Хучжиртэ), кое-где по левому склону долины Харацзани-Гол и на участке термальных источников (на правом берегу Хучжиртэ). Среди них хорошо выделяются два горизонта. Нижний представлен известковистыми рыхлыми песчаниками, осадочными брекчиями и красноцветными известково-глинистыми образованиями, имеющими вид сцементированных грубых суглинков. В составе верхнего горизонта наблюдаются красноцветные глины и суглинки. Суммарная мощность обоих горизонтов около 20 *м*. Не исключена возможность, что породы нижнего горизонта относятся к верхнему мелу, а верхнего горизонта, по аналогии с такими же отложениями Восточной Монголии — к третичным образованиям.

На размытой поверхности охарактеризованных выше пород залегают четвертичные аллювиально-делювиальные, пролювиальные и аллювиальные образования, мощность которых редко превышает 2 *м*, кроме аллювия, характеристика его будет дана далее.

Из магматических пород наиболее развиты в районе герцинские граниты и их жильные дериваты. К периферическим частям гранитов приурочено небольшое распространение кварцевых диоритов. Отмечен массив послепермских (?) лейкократовых гранитов. В долине Орхона широко распространены верхнемеловые — третичные (?) базальты. На участке выхода термальных вод в герцинских гранитах нередко встречаются ксенолиты, размеры от 5—10 *см* до 1 *м*, резко выделяющиеся своей темно-серой окраской. В зонах дизъюнктивных нарушений и тектонических контактов граниты катаклазированы, часто приобретают гнейсовидный облик и более темную окраску, обусловленную интенсивным развитием хлорита. Внедрение гранитов происходило, по-видимому, между нижним карбоном и пермью.

Лейкократовые разности гранитов образуют небольшой массив к востоку от урочища Хучжиртэ-Ама, а также многочисленные дайки и мелкие штоки в породах среднего (?) палеозоя между реками Хучжиртэ и Орхон. Эти граниты отличаются от порфировидных отсутствием роговой обманки, небольшим содержанием биотита, значительно более кислым составом, резко выраженным катаклазом и относительной свежестью полевых шпатов. Лейкократовые граниты прорывают толщу среднего палеозоя и порфировидные герцинские граниты. По-видимому, внедрение этих интрузий связано с одной из поздних фаз герцинского тектоно-магматического цикла и может быть приурочено к послепермскому времени, хотя активного контакта гранитов с пермскими породами не отмечено, что, возможно, объясняется их незначительным распространением.

Базальты широко развиты в долине Орхона, начиная от устья его правого притока — р. Олон-Гола и далее вверх по долине на протяжении примерно 40—45 *км*. Они заполняют главным образом днище долины, кое-где вдаваясь в приустьевые части притоков Орхона. Только на небольшом участке, расположенном против водопада (в устье правого притока Орхона — р. Цзагес-Гол) базальты отмечены в левом борту долины Орхона. Здесь они залегают на высоте около 40—50 *м* над уровнем Орхона, т. е. на 20—30 *м*

выше поверхности базальтового потока, заполняющего днище долины, и подстилаются песчаниково-конгломератовой толщей нижнего мела (?); представлены они темно-серыми, почти черными плотными разностями. Верхняя их поверхность ровная с падением на северо-восток, т. е. близким к залеганию песчаниково-конгломератовой толщи, имеющей северо-западное простирание 320° с падением на северо-восток под углом 24°. Эти базальты можно условно считать верхнемеловыми — третичными.

Базальты же, слагающие днище речной долины, макроскопически отличаются от описанных выше; в большинстве своем пористые («пузыристые») они изливались в самых верховьях Орхона и оттуда в виде потока спускались по долине. Учитывая некоторое макроскопическое отличие их и залегание на более низких отметках, а также широкое излияние таких же базальтов на востоке страны в конце третичного — в начале четвертичного времени, можно предполагать, что в то же время происходило и излияние базальтов, слагающих днище долины Орхона. На поверхности этих базальтов кое-где сохранились галька и гравий — остатки песчано-галечниковых отложений древнего Орхона.

Однако не исключено, что все базальты долины Орхона одновозрастные, изливавшиеся в четвертичное время в несколько фаз. В таком случае базальты левобережной части Орхона занимают более высокое гипсометрическое положение в результате отмеченных здесь самых молодых четвертичных тектонических движений. По данным последних исследований М. Г. Королева, А. С. Майорова, А. А. Храпова (1954—1955 гг.), излияние базальтов в верховьях Орхона (правый его приток Улан-Гол) было двухкратным: в доледниковое и послеледниковое время. Базальты Орхона они относят к послеледниковому периоду. Во всяком случае, возраст излияния базальтов пока еще нельзя считать окончательно установленным.

В районе отмечены крупные дизъюнктивные дислокации северо-западного направления (290—300°). Этими дислокациями обусловлены основные структурные элементы района. Простирание пород среднего (?) палеозоя колеблется от широтного до северо-западного 340°. Однако выдерживается основное — северо-западное направление складчатости с крутым падением пород северо-восточного крыла на северо-восток под углом 50—70°.

Крутые складки этого направления образовывались в герцинскую эпоху складчатости, которая сопровождалась внедрением гранитоидных интрузий. Контакты последних с вмещающими породами среднего (?) палеозоя имеют прямолинейный характер, простираясь примерно в том же северо-западном направлении.

Судя по единичным замерам элементов залегания, породы пермской свиты были смяты в значительно более пологие складки с простиранием, близким к широтному, с падением к северу под углом 35°. Образование этих складчатых форм происходило, видимо, в позднегерцинскую фазу складчатости, относящуюся к концу палеозоя, и, вероятно, сопровождалось интрузией лейкократовых гранитов.

Нижнемеловые (?) отложения образуют пологие складки северо-восточного простирания с углами падения от 18 до 23°. На правом берегу Хучжиртэ, в урочище Хучжиртэ-Ама конгломераты имеют северо-восточное простирание 30°, падение на юго-запад под углом 23°. Верхнемеловые — третичные (?) осадки залегают практически горизонтально или с незначительным уклоном в сторону тех депрессий, в которых они отлагались.

Более четко в районе прослеживаются дизъюнктивные дислокации типа сбросо-надвигов и сбросов. Ярко выраженные дислокации по времени приурочены, вероятно, к киммерийской фазе складчатости; крупные же радиальные перемещения, по-видимому, являются более поздними и обусловлены позднеальпийским тектогенезом (конец третичного — начало четвертичного времени). Данные дислокации имеют существенное значение для понимания условий формирования минеральных вод района.

Послепермские граниты и кристаллические сланцы с дайками этих гранитов надвинуты с северо-востока на южную полосу песчаниково-сланцевой свиты среднего палеозоя с внедрившимися в нее герцинскими порфировидными гранитами. Плоскость надвига довольно извилистая с общим простиранием 290—300° и местными отклонениями от 260 до 330°. Плоскость надвига падает к северо-востоку и северу под углом 40—90°. Контролируется надвиг широким развитием милонитов, брекчиями трения, зеркалами скольжения и приуроченностью к этой зоне термальных вод и озер, питаемых напорными водами данной тектонической зоны.

С позднеальпийским тектогенезом в районе связано проявление в конце третичного — в начале четвертичного времени крупных радиальных разломов типа сбросов, образовавших грабен, в котором между гранитами зажата пачка пород песчаниково-сланцевой толщи среднего палеозоя. Сброс, ограничивающий грабен с юга, имеет северо-западное простирание; проходит он через сомон Халун-Усуни и падает к северо-востоку под углом от 60 до 90°. На участке выхода термальных вод южный сброс разветвляется на два; между ними заклинена пачка пород перми. К месту соединения этих двух сбросов, как наиболее трещиноватой зоне, приурочен выход термальных вод в долине Хучжиртэ.

Северный сброс, имея то же простирание, падает на юго-запад под углом до 70°. Он прослежен от долины Орхона до урочища Хучжиртэ-Ама. Для обоих сбросов характерно широкое развитие милонитов, брекчий трения, зеркал скольжения. Мощность брекчированных зон достигает нескольких метров. Продолжение тектонических нарушений отмечено на правом берегу Орхона, немного ниже устья его правого притока Цзаг-Гол, образующего при впадении в Орхон водопад в результате тектонического нарушения в базальтах. Крупные тектонические нарушения широко распространены в районе Хангайского нагорья. Подвижки земной коры отмечаются и в настоящее время в виде землетрясений. За 1941—1945 гг. в районе источников Хучжиртэ зарегистрировано три землетрясения. Последнее наблюдалось нами 24/III 1945 г. в 4 *ч* утра. Сила землетрясения оценена нами примерно в IV балла.

Для накопления и движения подземных вод наряду с характером дислокаций большое значение имеет трещиноватость пород. На участке выхода термальных вод в порфировидных гранитах отмечены три основных системы трещин: вертикальные и круто падающие трещины широтного простирания, вертикальные и круто падающие северо-восточного направления (20—30°), горизонтальные и пологие. Наибольшее число трещин имеет широтное или почти широтное простирание.

В гнейсовидных и лейкократовых гранитах отмечены круто наклонные трещины (от 50 до 90°) широтного, меридионального (0—10°) и северо-западного (320—310°) направлений. Преобладают трещины широтного или близкого к нему направления.

В породах песчаниково-сланцевой свиты среднего палеозоя наиболее интенсивная трещиноватость приурочена к тектоническим зонам, особенно на левом берегу Хучжиртэ, вдоль южного контакта этой свиты с породами перми. Здесь трещины меридионального направления, затем развиты вертикальные или круто падающие трещины широтного простирания, обычно также открытые. Третью систему трещин составляют диагональные северо-западного простирания 310° и северо-восточного 40°, чаще открытые.

Наибольшее развитие во всех породах имеют трещины направления, близкого к широтному. В зонах же, сопровождающих тектонические разломы, в породах песчаниково-сланцевой свиты среднего палеозоя преобладают трещины меридионального направления.

Гидрогеологические условия. По условиям накопления и движения подземные воды района делятся на четыре группы: порово-пластовые, трещинно-пластовые; трещинные верхней зоны коры

выветривания и трещинно-жильные термальные воды основной тектонической зоны.

Порово-пластовые воды приурочены к четвертичным отложениям, заполняющим все более или менее крупные пади и речные долины. Водовмещающие породы представлены преимущественно разнозернистыми песками, часто глинистыми, содержащими обильную гальку и гравий, редко линзы, а также прослои супесей и суглинков. Формула химического состава воды

$$CO^2_{0,016};\ M_{0,23}\frac{HCO^3_{83}SO^4_{12}Cl_4}{(Ca+Mg)_{74}(Na+K)_{26}}H^2SiO^3_{22,1};\ pH=7,1;\ T^\circ_{5,6}.$$

Проба воды взята 11/VIII 1944 г. на глубине 1,8 *м* из шурфа № 40 в пойме Хучжиртэ, в 1,3 *км* выше выхода термальных вод, при температуре воздуха 15,2° С.

Трещинно-пластовые воды приурочены к комплексу песчаниково-конгломератовых пород третично-мелового (?) возраста. Дебит родников колеблется от 2 до 7,5 $м^3/ч$. Формула химического состава воды

$$CO^2_{0,006};\ M_{0,27}\frac{HCO^3_{94}SO^4_{6}}{(Ca+Mg)_{96}(Na+K)_4}H^2SiO^3_{18,2};\ pH=7,6;\ T^\circ_{12,0}.$$

Вода взята 11/VIII 1944 г. из источника Шабар-Булак № 4/18 (см. рис. 41) при температуре воздуха 27° С. Питание трещинно-пластовых вод происходит главным образом за счет подтока трещинных вод гранитоидов, которые дренируются этими отложениями.

Трещинные грунтовые воды распространены в гранитах, наиболее развитых в районе, и в палеозойских метаморфических образованиях. Эти воды накапливаются и движутся в верхней наиболее трещиноватой зоне.

Дебит родников иногда достигает 35 $м^3/ч$ (источник 10/111, расположенный в пади с озерками в 8—9 *км* к северо-западу от термальных источников); обычно же дебит родников не превышает 3,6 $м^3/ч$. Формула химического состава воды гранитоидов (упомянутый выше источник):

$$M_{0,2}\frac{(HCO^3_{82}+CO^3_6)_{88}SO^4_8Cl_4}{(Ca+Mg)_{78}(Na+K)_{21}}H^2SiO^3_{28,6};\ pH=8,2.$$

Температура воды 5° С при температуре воздуха 15,5° С (31/VIII 1944 г.).

Источник 18/53 (расположен в 11 *км* к юго-востоку от Хучжиртэ, на правом борту Харацзани-Гола и получает питание из пород песчаниково-сланцевой свиты среднего (?) палеозоя через небольшой слой делювиально-пролювиальных образований. Формула химического состава его воды следующая:

$$M_{0,24}\frac{HCO^3_{92}SO^4_8}{(Ca+Mg)_{88}(Na+K)_{12}}H^2SiO^3_{19,5};\ pH=7,9.$$

Температура воды 6° С при температуре воздуха 22° С (11/VIII 1944 г.).

Из краткой характеристики подземных вод различных комплексов пород видно, что они мало отличаются от речных вод, которым свойственна лишь несколько бóльшая общая минерализация, но также не превышающая 0,3 *г/л*.

Термальные воды тектонической зоны вытекают на правом берегу Хучжиртэ, в 40 *м* от уреза реки, из пойменных аллювиальных отложений. На площади в 900 $м^2$ имелись 13 выходов, из которых 10 находились в деревянном ванном здании, а 3 — во дворе этого здания. Источники 1—10 (в ванном здании) представляли собою искусственные четырехугольные бассейны для принятия ванн, устроенные в мелкогалечниковых конгломератах (источники 2, 3, 4, 5, 8 и 10) или в песчано-галечни-

ковых отложениях (источники 1, 6 и 9). Только в бассейне 7 западная половина его представлена конгломератами, а восточная — песчано-галечниковыми отложениями. Стенки бассейнов имели деревянные срубы с отверстиями для стока излишков воды, они поступали в общий лоток, по которому вода отводилась в сторону р. Хучжиртэ (рис. 43). Источники 11, 12 и 13 (во дворе ванного здания) не были каптированы.

Как показали опытные откачки воды, между всеми выходами воды имелась гидравлическая связь, особенно легко осуществляемая между бассейнами, устроенными в песчано-галечниковых отложениях. Уровень воды в бассейнах находился на высоте сточных отверстий, превышая меженный уровень реки на 0,21—0,40 *м*. Это не исключало возможности проникновения речных вод в некоторые бассейны ванного здания во время длительных летних дождей, когда вода в реке поднимается на 0,5—0,6 *м* против среднемеженного уровня. По распросным данным, такие паводки бывают, хотя и редко.

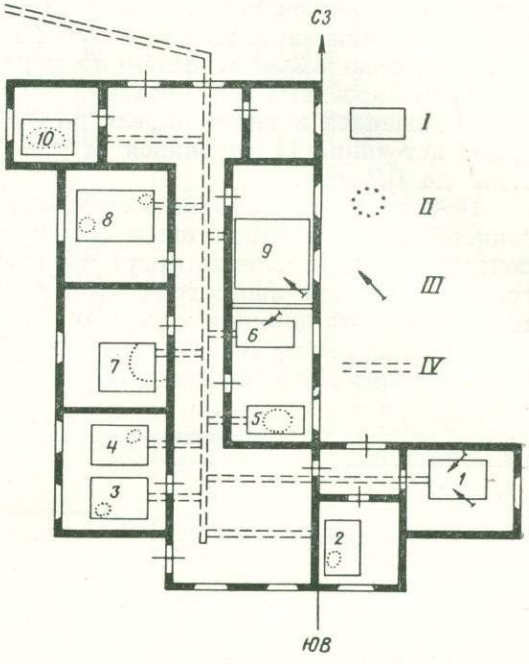


Рис. 43. План ванного здания на курорте Хучжиртэ (сост. В. Н. Попов, 1944 г.).

I — деревянный сруб бассейна; *II* — углубление в конгломератах, выводящее термальную воду; *III* — направление наибольшего притока термальной воды в галечниковый бассейн; *IV* — деревянный лоток, отводящий отработанную воду из бассейна; *1—10* — номера источников (бассейнов).

Примечание. Бассейны № 2, 3, 4, 5, 8 и 10 устроены в конгломератах, бассейн № 7: западная часть — в конгломератах, а восточная (внутри точечного контура) — в галечниках; бассейны 1, 6 и 9 — в галечниках.

Значительно большее влияние на источники оказывают зимние наледи в долине Хучжиртэ, особенно широко развитые на участке между ванным зданием, зданием санатория и больницей сомона. Здесь толщина наледного льда зимой 1944/45 г. достигала 1,5—1,7 *м*. Начиная с конца ноября, наледные воды и льды заполняли сначала все русло реки, затем пойму и к концу декабря языки наледного льда достигли линии источников № 11—12 (см. рис. 43, 46). В первой половине февраля наледные воды и льды покрыли всю пойму между рекой и ванным зданием, что затруднило сток воды из бассейнов ванного здания. В связи с этим в бассейнах началось повышение уровня воды, которое в начале марта достигло 3—11 *см* и так держалось до середины апреля. Затем, по мере таяния наледного льда, а также в связи со спадом наледных вод от ванного здания в русло реки, уровень воды в бассейнах ванного здания начал постепенно снижаться. Нормальный уровень воды в бассейнах установился в первой половине мая. Максимальное повышение уровня воды наблюдалось в бассейнах 6, 7, 8 и 9. В бассейнах 3, 4 и 10 уровень воды повышался всего на 3 *см*, а в бассейнах 1, 2 и 5 — не изменялся.

Наледные воды в то время являлись основным фактором в режиме термальных вод. Это необходимо иметь в виду при любом переустройстве каптажа источников, чтобы изолировать их от влияния указанного фактора, сооружая соответствующие оградительные дамбы вокруг источников, специальные фундаменты ванного здания или специальный шпунт вокруг фундамента и самое главное — отводя сточные воды из ванного здания вниз по долине реки.

Дебит источников в ванном здании непостоянный. С середины июня и до ноября он колебался от 2,31 до 2,36 $м^3/ч$. Действительный же приток термальной воды в бассейны несколько больший, так как часть воды из-за плохого состояния срубов и отводных лотков, сбрасывающих воду из бассейнов, терялась. По данным опытных откачек, суммарная потеря воды из бассейнов не превышала 0,7 $м^3/ч$. Следовательно, общий дебит источников за июнь — октябрь можно принять равным 3 $м^3/ч$. В ноябре — декабре 1944 г. отмечалось уменьшение дебита до 2,23—2,25 $м^3/ч$. В конце января в связи с развитием наледей и подтоком в бассейны наледных вод дебит увеличился до 2,37 $м^3/ч$, а в первых числах февраля достигал 2,64 $м^3/ч$. В первой половине апреля, когда усилилось таяние наледного льда на пойме вокруг источников и началось вскрытие р. Хучжиртэ, дебит источников увеличился до 3,2 $м^3/ч$. Затем по мере постепенного уменьшения подтока в бассейны наледных вод и падения уровня воды в бассейнах дебит источников уменьшился в конце апреля до 2,64 $м^3/ч$, а к концу мая до 2,4 $м^3/ч$. Дебит источника 11 изменялся от 0,055 до 0,068 $м^3/ч$, а источника 12 от 0,082 до 0,2 $м^3/ч$.

По-видимому, отмеченная закономерность изменения дебита источников ванного здания повторяется в общем виде ежегодно. Количественные же показатели этого явления могут меняться в зависимости от климатических условий того или иного года. При надлежащем каптаже можно избежать такого сильного влияния наледных и паводковых вод.

Температура воды. Разнообразие температуры воды источников Хучжиртэ представлено в табл. 46.

Таблица 46

Температура воды источников Хучжиртэ, °С

Место замера температуры [1]	Номера источников-бассейнов [2]												
	1 (37)	2 (39)	3 (38)	4 (39)	5 (37)	6 (36)	7 (42)	8 (41)	9 (36)	10 (28)	11	12	13
У поверхности воды . . .	37,2	39,2	39,0	39,2	37,8	39,4	42,0	40,2	37,2	29,4	—	—	—
На дне бассейнов	37,2	—	39,0	—	—	39,6	42,0	—	—	—	30,6	31,2	19,8
На дне бассейнов после откачки воды	43,8 39,4 38,0	40,2	41,8	45,8	40,0	45,0	47,0	42,4 38,4	40,2	40,8	—	—	—

[1] Температуру замеряли 17/VII 1944 г. в 7 ч утра до откачки воды при температуре воздуха 17° С и при атмосферном давлении 825,7 *мб*. Температура воды в р. Хучжиртэ в это время была 10,8° С. Температуру воды после откачки замеряли в тот же день от 9 ч 15 *мин* до 12 ч 35 *мин* на дне бассейнов или в отдельных углублениях дна бассейнов. При этом на дне бассейна № 1 температура воды замерена в трех местах наибольшего притока воды: у северо-западной стенки сруба — 43,8° С; в западном углу — 39,4° С и у юго-восточной стенки 38° С. В бассейне № 8 максимальная температура замер на в большом углублении (см. рис. 43).

[2] Первые цифры — номера источников, данные им во время исследований, проведенных в 1944—1945 гг. Цифры в скобках — номера тех же источников, под которыми они значатся в санатории; в то же время эти номера соответствуют постоянной (по мнению обслуживающего персонала) температуре воды источника.

Разнообразие температуры воды отдельных источников объясняется не различным их происхождением, а разными условиями движения воды по тектонической зоне и через аллювиальные отложения долины Хучжиртэ. В зависимости от длины пути фильтрации и мощности подымающихся потоков минеральная вода подвергается то большему, то меньшему влиянию со стороны окружающей среды, особенно в толще осадочных пород, заполняющих долину Хучжиртэ. Поэтому, достигая поверхности земли в нескольких пунктах, отдельные выходы одной и той же воды могут отличаться температурой, газовым составом и в меньшей степени химическим составом. На рис. 44 приведен график среднемесячных температур воды источников и воздуха.

Самая низкая температура воды большинства источников отмечается в феврале или в марте, что связано с проникновением наледных вод в бассейны. С конца марта по мере стаивания наледного льда вокруг источников и прекращения подтока этих вод в бассейны, а также в связи с общим повышением температуры воздуха температура источников постепенно увеличивается, достигая максимума, как и среднемесячная температура воздуха, в июле. С августа до декабря температура всех источников постепенно падает в соответствии с общим снижением среднемесячных температур воздуха.

В конце января на большинство источников начинают оказывать охлаждающее действие наледные воды и льды, придвигающиеся к этому времени вплотную к ванному зданию. Температура воды, вопреки начинающемуся общему подъему среднемесячных температур воздуха, продолжает снижаться до конца марта, т. е. до растаивания наледного льда. Только источники 4, 5 и 10 имеют самую низкую температуру в декабре в соответствии со среднемесячной температурой воздуха. С января температура воды в них постепенно увеличивается согласно общему росту среднемесячных температур воздуха. Это указывает на то, что данные источники почти полностью изолированы от проникновения в их бассейны наледных вод.

Таким образом, основная роль в температурном режиме источников принадлежит зимним наледям. Кроме того, довольно отчетливо выясняется зависимость температуры источников (вернее скоплений их воды в бассейнах ванного здания) от температуры воздуха.

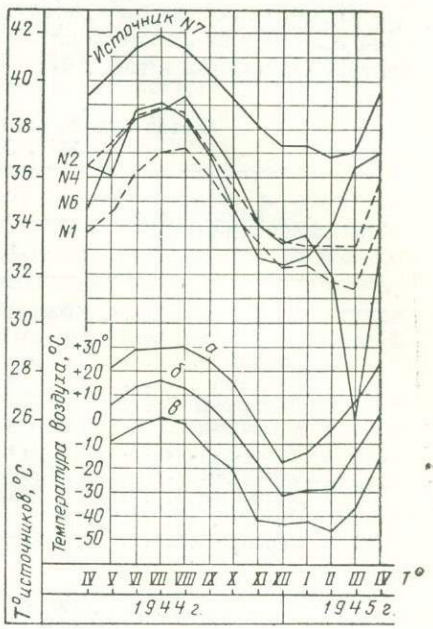


Рис. 44. График температуры воздуха и среднемесячной температуры термальных источников Хучжиртэ (сост. В. Н. Попов).

Температура воздуха: *а* — абсолютно максимальная; *б* — среднемесячная; *в* — абсолютно минимальная.

Химический состав воды. Первые сведения о химическом составе воды приведены В. А. Смирновым [186]. В 1927 г. он взял для анализа пробу воды источника с наибольшей температурой 38,6° С при температуре воздуха 16,7° С. Возможно, что это была вода источника, которому при наших исследованиях дан № 7 (см. рис. 43). Формула химического состава воды Хучжиртэ-Аршана следующая:

$$H_2S_{9,4};\ M_{0,346}\frac{CO^3_{72}SO^4_{19}Cl_9}{(Na+K)_{95}Ca_3}H^2SiO^3_{136,5};\ pH=9,3\div 9,4;\ T^\circ_{38,6}.$$

В 1934 г. пробы воды были взяты из четырех ванн-бассейнов [14]. Анализы произведены в Москве в Центральном институте курортологии химиком В. И. Бахманом. Формула химического состава воды приведена нами в обобщенном виде:

$$M_{0,32}\frac{(HCO^3_{43-65}+CO^3_2)_{61-65}SO^4_{22-24}Cl_{12-13}}{(Na+K)_{85-91}Ca_{6-9}Mg_{3-4}}H^2SiO^3_{111,8-123,5}.$$

Удельный вес воды при 18° С 1,0004—1,0005.

По данным В. Н. Попова, ниже приводится обобщенная формула химического состава воды из бассейнов № 1 (17/VII 1944 г.), № 3 (21/IX 1944 г.) и № 7 (17/VII 1944 г.):

$$H^2S_{4,5-1,0};\ M_{0,33}\frac{(CO^3_{44-46}+HCO^3_{21-23})_{63-68}SO^4_{20-21}Cl_{12-13}}{(Na+K)_{95-96}Ca_{2-4}}\times$$

$$\times H^2SiO_{138,0-140,0};$$

$$pH > 8{,}45;\ T^{\circ}_{36,8-42}.$$

В образцах сухого остатка воды, отобранной В. Н. Поповым 20/VII 1944 г., спектральным анализом обнаружены химические элементы в количестве, указанном в табл. 47.

Таблица 47

Состав сухого остатка воды, отобранной в бассейнах № 1, 3 и 7 курорта Хучжиртэ

Наименование элементов	Номера источников			
	1	3	6	7
Олово	Ничтожные следы	Следы	Нет	Нет
Галлий	Мало	Мало	Следы	Следы
Ванадий	»	»	Нет	Мало
Вольфрам	Есть	»	Есть	Есть
Молибден	»	»	Мало	»
Медь	»	Есть	Есть	»
Стронций	Мало (?)	Мало (?)	Мало (?)	»
Марганец	Мало	Мало	Мало	Мало
Свинец	»	»	»	Следы
Серебро	Следы	Следы	Ничтожные следы	»

Примечание. Следы $< 0{,}001\%$; мало — 0,001—0,01%; есть — 0,01—0,10%; много — 0,10—1,0% и очень много $> 1{,}0\%$ от сухого остатка воды.

В 1957 г. из бассейнов № 1—12 вновь построенного ванного здания, из источника Шинэ и буровой скв. 468, расположенной в 10 *м* к востоку от буровой скв. 7 (см. рис. 45 и 46), были отобраны пробы воды на спектральный анализ. Результаты анализа следующие: олово — не обнаружено; галлий — следы; ванадий — незначительные следы, вольфрам — от сотых долей процента до десятых и единиц процента; молибден — от следов до сотых долей процента; медь — следы; стронций — от незначительных следов до сотых долей процента; марганец — следы до сотых долей процента; свинец — нет или следы; серебро — следы до сотых долей процента; бор — единицы процента; алюминий — до десятых долей процента; титан — следы; германий — следы; хром — нет или следы; кобальт — нет или следы; никель — нет или следы; литий — от сотых долей процента до единиц и десятков процента; уран и торий — не обнаружены.

Несмотря на устойчивость химического состава воды источников Хучжиртэ за 1927—1945 гг., небольшие изменения некоторых компонентов были отмечены с апреля 1944 г. по апрель 1945 г. Например, среднегодовое содержание хлора в источниках ванного здания колебалось от 14,5 до 15,4 *мг/л*. Абсолютная величина содержания хлора изменялась за то же время от 10,9 до 19,2 *мг/л*. Эти изменения обусловлены наледными явлениями в пойме р. Хучжиртэ, так как все абсолютные минимумы хлора наблюдаются в период развития зимних наледей (II—IV), когда наледные воды, содержащие 4—5 *мг/л* хлора, разбавляют воды источников со средним содержанием хлора 14—15 *мг/л*. Абсолютные же максимумы содержания хлора приходятся на период нормального режима источников (VII—IX).

Среднегодовое содержание карбонатного иона (CO_3^{2-}) в источниках колебалось от 40 до 45 *мг/л*; абсолютная же величина CO_3^{-2} изменялась от 27 до 51 *мг/л*. При этом минимумы отмечены в период максимального развития и таяния наледного льда — в марте или в августе, когда выпало максимум летних дождей, т. е. и в том и в другом случае к воде источников примешивалась вода, со значительным содержанием гидрокарбонатного иона и отсутствием карбонатного иона.

Среднегодовое содержание гидрокарбонатного иона (HCO_3^-) в источниках изменялось от 35 до 54 *мг/л*; абсолютная же величина колебалась от 21 до 116 *мг/л*. При этом их максимумы наблюдались в момент проникновения в ванное здание наледных вод (март), содержащих ион HCO_3^- от 180 до 280 *мг/л*, а также в период максимального выпадения летних дождей в августе. Абсолютные же максимумы падают на канун поступления наледных вод, когда почти полностью исключается пополнение термальных вод за счет жидких атмосферных осадков, богатых гидрокарбонат-ионами.

Однако карбонатный и гидрокарбонатный ионы создают в растворе очень неустойчивое равновесие, которое в условиях излияния термальных вод в довольно большие бассейны может нарушаться в зависимости не только от степени примешивания воды с другим соотношением между этими ионами, но и от скорости обмена воды в бассейнах. Правда, в описываемом случае скорость обмена воды в бассейнах в продолжении годичных наблюдений мало изменялась.

Газовый состав воды. В бассейнах ванного здания пузырьки газа через разные отрезки времени отрываются от дна бассейна и в виде отдельных цепочек достигают поверхности воды. Размеры пузырьков газа преимущественно 0,5 *см* и редко 1,0 *см*. Газирование обычно не интенсивное. Однако после откачки воды из бассейнов в первые минуты наполнения их водой оно значительно увеличивается, одновременно увеличиваются и размеры пузырьков газа.

В ванном здании все время отмечается слабый запах сероводорода. Однако усиление этого запаха у места выхода пузырьков газа на поверхность воды не ощущается. В единственной пробе свободного газа, отобранной нами 1/IV 1945 г. из буровой скв. 7, по данным анализа, произведенного во Всесоюзном научно-исследовательском газовом институте СССР, содержалось (в объемных процентах в пересчете на безвоздушный газ): азота — 93,94%; углекислоты — 0,44%; метана — 1,77%; этана — 0,64%; пропана — 1,12%; бутана — 1,13%; высших — 0,96%. Редкие газы не были определены.

Значительно лучше изучено в источниках содержание общей серы, титруемой иодом и выраженное в миллиграммах на литр. В это определение входят: свободный сероводород (H_2S), гидросульфидный ион (HS^-), ион тиосульфата ($S_2O_3^-$); ион сульфида (S^-) и сульфита (SO_3^{2-}). Пользуясь соотношением форм сульфидного равновесия, приведенного в работах О. А. Алекина, можно найти (табл. 48) количественные величины этого соотношения в воде источников Хучжиртэ в зависимости от pH (в % молей).

Таблица 48

Соотношение форм производных H_2S в воде в зависимости от pH

Формы	pH						
	4	5	6	7	8	9	10
H_2S	99,91	99,10	91,66	52,35	9,81	1,09	0,11
HS^-	0,09	0,90	8,34	47,65	90,19	98,91	99,89
S^{2-}	—	—	—	—	—	—	0,002

В соответствии с приведенными соотношениями в воде источников Хучжиртэ (с концентрацией водородных ионов pH = 9,3 ÷ 9,4) около 99% в общем сероводороде занимает гидросульфидный ион (HS^-); свободного сероводорода (H_2S) содержится ≈1%. Общий сероводород, несмотря на его незначительное содержание в воде, оказывает разрушающее действие на каптажные сооружения — при соединении с парами воды и воздухом переходит в серную кислоту, которая быстро «разъедает» металлические и деревянные части ванного здания. Например, ванное здание, построенное в 1934—1935 гг., почти разрушилось в 1945 г.

За период годичных наблюдений содержание общего сероводорода в воде источников изменялось от 0,1 до 8,3 *м/л*. Наибольшее содержание общего сероводорода установлено в источниках 7, 9, 6, 8, меньшее в источниках 5, 3, 1, 4, 2 и, наконец, в источнике 10. Наиболее устойчивое и максимальное содержание сероводорода за весь период наблюдения отмечено в источнике 7 (среднее за год — 3,3 *мг/л*; максимум — 4,3 *мг/л* в октябре и минимум — 1,5 *мг/л* в январе).

В источниках № 11 и 12, находившихся во дворе ванного здания (см. рис. 46) и изливавшихся на поверхность земли из небольших углублений, несколько повышенное содержание сероводорода отмечалось в октябре — декабре, т. е. в самый сухой период года. Кроме того, по среднему содержанию сероводорода они не уступают первой группе источников. Мы склонны объяснить это большой проточностью воды, чего нет в бассейнах, особенно тех источников, у которых небольшой дебит. С тем же связано увеличение содержания общего сероводорода до 3,3—4,4 *мг/л* в источниках № 1—3, 5—9, отмеченное нами 17/VII 1944 г. непосредственно после откачки воды из бассейнов.

Радиоактивность воды. Радиоактивность источника с наибольшей температурой (по нашей нумерации, вероятно, источник 7) была определена в 1927 г. В. А. Смирновым; содержание в воде радона равнялось 15,43 ед. Махе (56,16 эман). По нашим наблюдениям, среднегодовое содержание радона в источниках ванного здания колебалось от 2,3 ед. Махе (бассейн 5) до 9,6 ед. Махе (бассейн 9). За это время максимальное содержание (17,5 ед. Махе) отмечено в бассейне 4 (14/VII 1944 г.). Среднее содержание радона за лечебный сезон (май — октябрь) изменялось от 2,14 ед. Махе (бассейн 10) до 9,2—9,5 ед. Махе (бассейны 7, 9). Наибольшее содержание радона как среднегодовое, так и за лечебный сезон (май — октябрь), наблюдалось в воде бассейнов 9, 7 и 6; меньшее (в порядке убывания) в бассейнах 8, 1, 2, 10, 3, 4 и 5.

Результаты разведочных работ на участке термальных источников. В 1944—1945 гг. здесь было пробурено семь ударно-механических скважин глубиной 19—59 *м*, пройдено 63 разведочных шурфа средней глубиной 3,8 *м* и 70 скважин зондировочного бурения средней глубиной 3,4 *м*. В результате этих работ выяснились следующие основные геологические и гидрогеологические особенности долины Хучжиртэ на участке разгрузки термальных вод.

В пойме сверху распространены (рис. 45) иловатые супеси, местами илы с примесью мелкой гальки мощностью до 0,5—1,0 *м*. Ниже залегают глинистые пески, содержащие большое количество гальки и гравия, мощностью 10—15 *м*. Иногда среди них встречаются линзы суглинка с большой примесью гальки. Толщу этих образований мы относим к современным аллювиальным образованиям.

Под ними залегают отложения общей мощностью около 30—35 *м*, относимые нами условно к древнему аллювию. Представлены они двумя горизонтами. Верхний горизонт мощностью 7—14 *м* состоит преимущественно из галечников, часто переходящих в рыхлые конгломераты. Нижний горизонт мощностью около 24 *м* представлен в основном глинистыми песками с большим содержанием гальки и гравия.

Образование горизонта рыхлых конгломератов, по-видимому, обусловлено цементирующим действием кремнистых солей термальных вод, разгружавшихся в прошлом на поверхности поймы, когда она была сложена галечниками данного горизонта. Это позволило нам разделить толщу аллювия на древний и современный горизонты, хотя не исключено, что возраст условно древнего аллювия окажется третичным. Превращение галечников в рыхлые конгломераты происходит и в современную эпоху, что наблюдается в некоторых бассейнах ванного здания (см. рис. 43).

Судя по разрезу скв. 2, древнеаллювиальные отложения подстилаются крепкими конгломератами, относимыми нами условно к нижнему мелу по сходству их с конгломератами, обнажающимися на правом склоне долины Хучжиртэ в нескольких километрах ниже санатория и по аналогии с такими

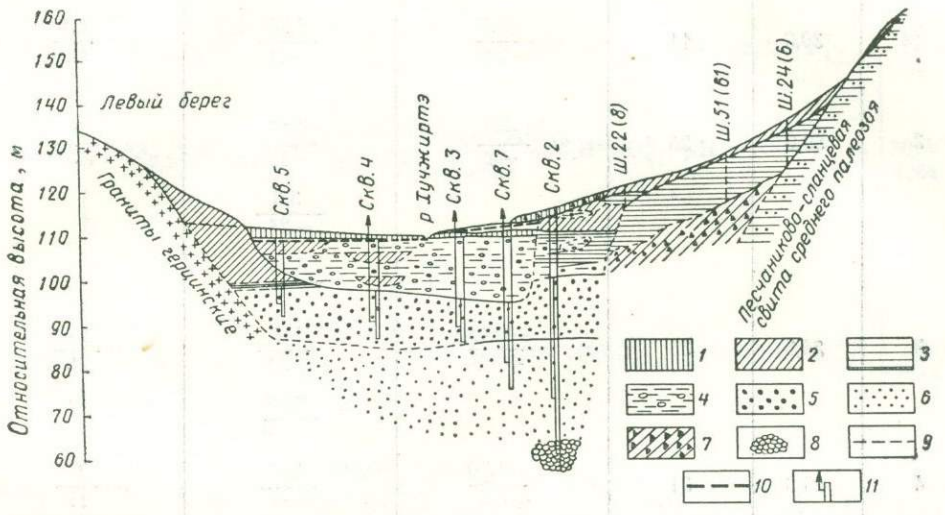


Рис. 45. Геологический разрез через долину р. Хучжиртэ (сост. В. Н. Попов).

1 — супесь с мелкой галькой и местами со щебнем, *2* — суглинок с примесью щебня; *3* — глины с примесью щебня; *4* — галька с гравием и с глинистым песком; *5* — конгломераты рыхлые, перемежающиеся с галечниками; *6* — песок мелко-зернистый с галькой, глинистый; *7* — брекчии осадочные и сцементированные известковистые суглинки ($Cr_2 + Tr$); *8* — конгломераты плотно сцементированные (Cr_1 ?); *9* — границы между разными породами; *10* — горизонт появления воды в скважинах; *11* — пьезометрический уровень воды.

же образованиями, распространенными на востоке страны. Вероятнее всего, что указанные конгломераты находятся в грабене по отношению к конгломератам правого склона долины. Этим же, возможно, объясняется и значительная мощность аллювия на описываемом участке.

В результате разведочных работ установлено, что источники Хучжиртэ являются частью крупного месторождения минеральных вод, приуроченного здесь к зоне сложного тектонического нарушения, сочетающегося с благоприятными геоморфологическими условиями. Все семь ударно-механических скважин оказались в пределах месторождения минеральных вод, хотя они разбросаны на площади 40 000 $м^2$. Основные сведения об этих скважинах приведены в табл. 49.

Для сравнения термальных вод, вскрытых разведочными скважинами, с водами, разгружающимися непосредственно на поверхности земли в виде источников (табл. 50), приводится химический состав воды разведочной скв. 7 и источника № 7 курорта Хучжиртэ (в *мг/л*).

Ни одна из скважин ударно-механического бурения не вскрыла гранитов, и вопрос об условиях движения термальных вод и о их физико-химических особенностях до выхода из гранитного массива до конца не решен. Однако в результате бурения этих скважин, а также термометрической

Сведения о скважинах
(по данным

Таблица 49

ударно-механического бурения
В. Н. Попова)

№ буровой скважины	Общая глубина, *м*	Температура воды на забое, °С	Глубина появления воды, *м* / Установившийся уровень воды при окончании бурения скважины, *м*	Дебит *м³/ч* / Глубина уровня воды при этом дебите, *м*	Максимально возможный дебит *м³/ч* / Понижение уровня воды, *м*	Содержание в воде радона, замеренное при окончании бурения скважин, эманы (ед. Маше — в скобках)	Формулы химического состава воды	Дата отбора пробы воды
1а	30,0	11	—2,5 —2,0	1,17 —21	1,1 18	25,5 (7)	$M_{0,39}\frac{(HCO^3_{40}+CO^3_{30})_{70}SO^4_{18}Cl_{12}}{(Na+K)_{83}Ca_{16}}H^2SiO^3_{136,5}$; pH > 8,35; $T^\circ_{12,5}$	29/VI 1944 г.
2	59,0	23	—8 —2	1,87 —12 3,3 —21 5,15 —32	8 45	116 (32)	$H^2S_{2,3}$; $M_{0,34}\frac{(CO^3_{47}+HCO^3_{17})_{64}SO^4_{23}Cl_{13}}{(Na+K)_{91}Ca_5Mg_3}H^2SiO^3_{91}$; pH > 8,45; $T^\circ_{20,8}$	30/VII 1944 г.
3	24,5	35	—0,45 +3,8	5,4 —2,6 6,84 —4,6	17 20	53 (42)	$H^2S_{4,8}$; $M_{0,36}\frac{(CO^3_{52}+HCO^3_{9})_{61}SO^4_{26}Cl_{12}}{(Na+K)_{94}Ca_4Mg_2}H^2SiO^3_{130}$; pH > 8,45; T°_{28}	8/IX 1944 г.
4	25,0	31	—1,70 +4,9	4,68 —3 5,98 —6 9 —12	9 17	189,3 (52)	H^2S_4; $M_{0,34}\frac{(CO^3_{52}+HCO^3_{12})_{64}SO^4_{24}Cl_{12}}{(Na+K)_{95}Ca_3Mg_2}H^2SiO^3_{75,4}$; pH > 8,45; $T^\circ_{29,7}$	26/X 1944 г.
5	19,1	9,7	—2 —1,7	6,19 —9,15	9 11	72,8 (20)	$H^2S_{сл}$; $M_{0,25}\frac{(HCO^3_{78}+CO^3_{2})_{80}SO^4_{12}Cl_6}{Ca_{52}(Na+K)_{29}Mg_{18}}H^2SiO^3_{78}$; pH ≈ 8,2; $T^\circ_{8,8}$	28/XI 1944 г.
6	25,0	18,5	—3 —1,2	Скважина практически безводная		—	—	—
7	37,4	52,5	—0,2 +3,17	1,32 +1,23 1,49 +1,16 1,84 +0,25 3,42 —2,5 4,75 —5,5 7,34 —11,5	12 22	102 (28)	$H^2S_{5,2}$; $M_{0,34}\frac{(CO^3_{47}+HCO^3_{19})_{66}SO^4_{22}Cl_{12}}{(Na+K)_{97}Ca_2}H^2SiO^3_{98,8}$; pH > 8,45; T°_{52}	29/III 1945 г.

Примечание. Здесь и далее H_2S в формулах воды приводится в *мг/л*.

Таблица 50

Химический состав термальной воды Хучжиртэ

Химические компоненты	Бур. скв. 7 ($T°=52$; 29/III 1945 г.)	Источник № 7 ($T°=42$; 17/VII 1944 г.)
Na^+	74,5	71,5
K^+	3,3	
Ca^{2+}	1,89	2,1
Mg^{2+}	0,85	0,6
Fe^{2+}	Нет	0,05
Fe^{3+}	Незначительные следы	Нет
NH_4^+	Нет	0,15
Cl^-	14,1	15,3
SO_4^{2-}	32,8	31,0
NO_3^-	Нет	3,0
CO_3^{2-}	45,0	42,6
HCO_3^-	36,6	43,4
Сухой остаток	336	330
H_2SiO_3	98,8	140,4
Al_2O_3	9,54	Не опред.
Fe_2O_3	1,01	—
Окисляемость (O_2)	Не опред.	1,3
pH	>8,45	>8,45
H_2S (общая сера, титруемая иодом)	5,2	4,0
$M_{0,336} \times \frac{(CO^3_{47}+HCO^3_{19})_{66}SO^4_{22}Cl_{12}}{(Na+K)_{97}Ca_2}$		$M_{0,33} \times \frac{(CO^3_{44}+HCO^3_2)_{65}SO^4_{20}Cl_{13}}{(Na+K)_{95}Ca_4}$

разведки, по данным которой составлена карта термоизоклин (рис. 46), получено много данных об описываемом месторождении термальных вод.

Величина напора термальной воды в скважинах глубиной около 30 *м* достигает 5 *м* (выше поверхности земли). Удельный дебит скважин колеблется от 0,184 до 0,83 $м^3/ч$. Нами в 1945 г. подсчитано, что только на разведанной площади при бурении трех скважин глубиной по 30 *м* можно получить до 40—45 $м^3/ч$ воды с температурой 35—50° С и с значительно бо́льшим содержанием радона, чем в источниках. Этот дебит будет в 13—15 раз превышать суммарный дебит всех источников.

Однако месторождение термальных вод, как это видно из карты термоизоклин (рис. 46), значительно больше упомянутой площади; оно простирается к югу и по направлению основного тектонического разлома, т. е. на северо-запад и на юго-восток от действующих источников. Это дает основание утверждать, что ресурсы минеральных вод, подсчитанные нами для трех скважин, после оконтуривания месторождения будут значительно увеличены. Кроме того, термальные воды могут быть вскрыты за пределами данного месторождения на продолжении основной тектонической зоны как к северо-западу от источников Хучжиртэ (в соседней долине с озерами и в долине Орхона), так и к юго-востоку в соседней долине р. Харацзани-Гол (см. рис. 41).

Генеральная реконструкция курорта должна заключаться в каптаже минеральных вод глубокими буровыми скважинами, вскрывающими термальные воды в гранитоидном массиве и в перекрывающих его в долине Хучжиртэ осадочных отложениях, что дает возможность иметь воду с раз-

личной температурой и тем самым избежать смешивания высокотемпературной воды с пресными холодными водами. Воды в гранитном массиве, по-видимому, будут иметь температуру значительно больше 52° С, которая определена в разведочной буровой скв. 7, а самое главное — бóльший напор, что позволит эксплуатировать это месторождение самоизливающимися скважинами.

Лечебная грязь. На участке выхода термальных вод не выявлены крупные залежи лечебных (кондиционных) грязей. Встречаются небольшие медальончики илов мощностью 0,25—1,0 *м*, близких к кондициям

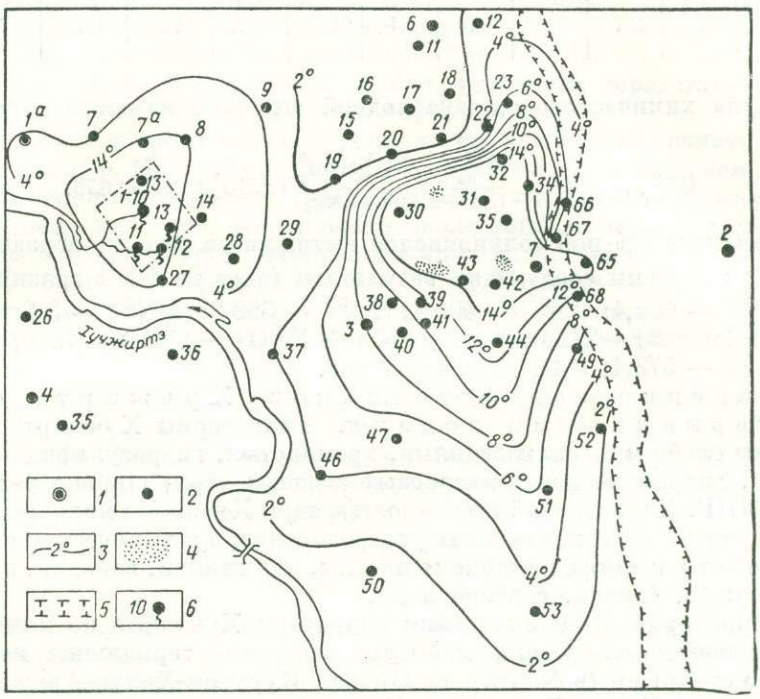


Рис. 46. Карта термоизоклин на участке термальных источников Хучжиртэ (сост. В. Н. Попов, 1944 г.).

1 — скважины ударно-механического бурения, разведочные; *2* — скважины разведочные, мелкие; *3* — термоизоклины — линии одинакового отклонения от нормальных температур (для разведочных глубин); *4* — участки, на которых за время с 13/XI 1944 г. по 15/II 1945 г. периодически отмечались выходы термальных вод; *5* — уступ первой надпойменной террасы; *6* — источники.

лечебных грязей, но и их, как правило, требуется предварительно очистить от минеральных частиц размером более 1 *мм*. Такая иловая грязь почти черного цвета, пластичная, густая, маслянистая, с однородной консистенцией была вскрыта скв. 51 зондировочного бурения в 130 *м* к юго-западу от здания санатория (см. рис. 46).

В этой грязи, взятой с глубины 0,7—0,8 *м*, содержалось частиц размером более 0,25 *мм* — 0,52%; влагоемкость грязи 32,0%; уд. вес. — 1,76. При анализе 5%-ной солянокислой вытяжки из того же образца грязи получены следующие результаты (в *мг* на 100 г грязи): Ca^{2+} — 1129,6; Mg^{2+} — 432,4; Fe^{3+} — 904,8; Al^{3+} — 921,6; Mn^{2+} — 5,4; SO_4^{2-} — 59,2; SiO_2 — 640,0; R_2O_3 ($Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + P_2O_5$) — 3036; Al_2O_3 — 1742,4; Fe_2O_3 — 1293,6; P_2O_5 — не обнаружено.

При обработке грязи 10%-ным раствором соляной кислоты в раствор уходит 13,2% грязи. Остаток грязи имеет следующий механический состав: частиц > 0,25 *мм* — 4,7%; 0,25 — 0,05 *мм* — 21,2%; 0,05—0,01 *мм* —

43,9%; 0,01—0,005 *мм* — 14%; 0,005—0,001 *мм* — 9,2%; < 0,001 — 7,0%. Значительно шире распространены иловатые супеси с редкой мелкой галькой. Для характеристики в табл. 51 приводится механический состав таких супесей, взятых из скв. 17 зондировочного бурения с глубины 0,8—1,5 *м* (см. рис. 46); уд. вес этой супеси 1,57; водосодержание — 35,2%.

Таблица 51

Механический состав супеси из скв. 17

мм	>10	10—8	8—4	4—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
%	14,3	3,9	2,7	2,1	2,0	7,1	12,8	11,0	19,5	14,5	7,8	2,3

Формула химического состава водной вытяжки из этого образца следующая:

$$CO^2_{0,017};\quad M_{0,32}\frac{SO^4_{48}Cl_{35}NO^3_{12}HCO^3_5}{(Na+K)_{52}Ca_{42}Mg_5}H^2SiO^3_{35};\quad pH<6,75.$$

При анализе 5%-ной солянокислой вытяжки из того же образца иловатой супеси получены следующие результаты (в *мг* на 100 *г* грязи): Ca^{2+} — 376,0; Mg^{2+} — 160,4; Fe^{2+} — 400,4; Al^{3+} — 358,2; MN^{2+} — 2,8; SO_4^{2-} — 431,2; SiO_2 (общая) — 212,0; R_2O_3 (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2) — 1240; Al_2O_3 — 667,6; Fe_2O_3 — 572,4; P_2O_5 не обнаружено.

Сравнение вод источников Хучжиртэ с другими термальными водами. Гидротермы Хучжиртэ типичны для группы слабо минерализованных, кремнистых, гидросульфидных, слабо радоновых, гидрокарбонатно-натриевых азотных терм, широко распространенных в МНР. Характерной особенностью терм Хучжиртэ является наличие в газовом составе воды предельных углеводородов, а в химическом составе — борной кислоты и таких микрокомпонентов, как галлий, ванадий, вольфрам, молибден, медь, свинец, серебро и др.

На территории МНР аналогами гидротерм Хучжиртэ по химическому составу являются следующие наиболее известные термальные источники: Халуный-Усу-Аршан (в Хэнтэе, на Ононе), Иуругин-Халун-Аршан (в Хэнтэе), Хурмэтуин-Халун-Усу и Эмту-Халун-Усу (на южном склоне хр. Хангай), Шиберту и Чулуту (на северном склоне хр. Хангай) и ряд других менее известных термальных источников Хангая и Хэнтэя.

Гидротермы Хучжиртэ по химическому и газовому составу источника 7, формула которого,

$$[N_2;\ H_2S];\ M_{0,330}\frac{(CO^3_{44}+HCO^3_{21})_{65}SO^4_{20}Cl_{13}}{(Na+K)_{95}Ca_4}H^2SiO^3_{140};\ pH=9,3\div9,4;\ T^0_{42,0},$$

являются аналогами известных на территории СССР термальных источников (или близки им) — Белокурихинского (Западная Сибирь [96]):

$$[N_2;\ H_2S];\ M_{0,269}\frac{(CO^3_{25}+HCO^3_{24})_{49}SO^4_{39}Cl_{12}}{(Na+K)_{93}Ca_5Mg_2}H^2SiO^3_{72,8};\ pH=9,3;\ T^\circ_{33,5};$$

анненских вод (Хабаровский край [94]):

$$M_{0,3}\frac{HCO^3_{55}SO^4_{27}Cl_{18}}{Na_{86}(Ca+Mg)_{14}}H^2SiO^3_{100};\quad T^\circ_{50-59};$$

забайкальских терм [43, 44]:

а) Семиозерского

$$[N_2;\ H_2S];\ M_{0,40}\frac{HCO^3_{68}SO^4_{26}Cl_6}{Na_{40}K_{36}Ca_{16}}H^2SiO^3_{182};\quad T^\circ_{35};$$

б) Верхне-Ингодинского

$$[N_2;\ H_2S];\ M_{0,30}\frac{HCO^3_{66}SO^4_{20}Cl_{14}}{(Na+K)_{84}Ca_{15}}H^2SiO^3_{143};\ T^\circ_{27}.$$

Термы Хучжиртэ с незапамятных времен заслуженно пользуются широкой популярностью среди монгольского народа. Здесь лечатся при сердечно-сосудистых заболеваниях; болезнях костей, суставов, мышц и сухожилий; при болезнях обмена и хронических заболеваниях желудочно-кишечного тракта и печени; при ряде форм нервных, гинекологических, кожных и других заболеваний.

32. Могой-Халун-Усу-Аршан. Источник находится на правом склоне верховий долины Орхона, в 10—12 *км* на юго-запад от Батульцзы сомона Южно-Хангайского (Убур-Хангайского) аймака; в 55 *км* к юго-западу от курорта Хучжиртэ (см. рис. 63). Район источника представляет собою отроги северного склона хр. Хангай, заросшие лесом.

Вода вытекает среди большой россыпи крупных глыб гранита на левом склоне долины р. Могой-Ама (Змеиная падь) на тектоническом контакте (северо-восточного направления) гранитоидов и пород песчаниково-сланцевой толщи среднего палеозоя. На площади около 2000 $м^2$ насчитывается 11 выходов воды с температурой, замеренной инж. В. А. Чеховским 29/V 1944 г. от 33 до 72° С при температуре воздуха 20° С. Формула химического состава воды Могой-Халун-Усу-Аршан, отобранной В. Н. Поповым 6/VI 1944 г. из грифона с температурой 50° С при температуре воздуха 21° С следующая:

$$[H_2S];\ M_{0,32}\frac{(CO^3_{49}+HCO^3_{22})_{71}SO^4_{23}Cl_6}{(Na+K)_{92}Ca_5Mg_3}H^2SiO^3_{123,5};\ pH>8,65;\ T^\circ_{50}.$$

В сентябре 1954 г., по сведениям М. Г. Королева, А. С. Макарова, А. А. Храпова и др., проведен повторный химический анализ воды; формула ее химического состава следующая:

$$[H_2S];\ M_{0,2}\frac{HCO^3_{66}SO^4_{29,6}Cl_3}{(Na+K)_{60,4}Ca_{20}Mg_{15,8}}.$$

В 1958 г. в сухих остатках термальной воды из различных пяти выходов с температурой 44—71° С спектральным анализом определено содержание меди, серебра, молибдена, марганца, железа — тысячные доли процента; алюминия и лития — десятые доли процента. Кроме того, в лаборатории ВСЕГИНГЕО в одной из этих проб установлены следы галлия, титана и германия.

Источник является аналогом терм Хучжиртэ. Местным населением он используется как курорт самообслуживания для лечения ревматических заболеваний, но не особенно популярен. Источник не оборудован; впервые описан В. Н. Поповым в 1944 г.

33. Ара-Гитрон-Аршан. Источник находится на территории Южно-Гобийского (Убур-Хангайского) аймака, на северном склоне Хангай, в труднодоступной гористой и залесенной местности. Он расположен в долине правого притока Орхона — речки Улан-Гол, которая при впадении в Орхон в самых его верховьях образует водопад высотой около 25 *м* (см. рис. 63).

Температура воды 37° С была замерена при отборе пробы воды краеведом-любителем Намнан в августе 1946 г. Анализ воды сделан нами в декабре 1946 г.

Формула химического состава воды следующая:

$$[H_2S];\ M_{0,16}\frac{HCO^3_{87}Cl_7\ SO^4_6}{(Na+K)_{67}Ca_{28}Mg_6}H^2SiO^3_{78};\ T^\circ_{37}.$$

Вода относится к типу гидротерм Хучжиртэ. Источник не оборудован; об использовании его населением сведения нет; впервые описан В. Н. Поповым в 1944 г.

По сведениям краеведа Намнана, недалеко от Ара-Гитрон-Аршана имеется выход холодной минеральной воды под названием Убур-Гитрон-Аршан, а в правом борту долины Орхона, между устьем Улан-Гола и источником Могой-Халун-Усу, расположен еще один горячий источник Хамарин-Аршан и несколько источников на левобережье Орхона, южнее г. Цэцэрлэг.

По дополнительным сведениям местных жителей, в этом районе действительно имеются два минеральных источника: один в 25 *км* к юго-востоку от г. Цэцэрлэг в верховьях левого истока Цэнхэр-Гола, другой — в 33 *км* к юго-востоку от Цэцэрлэга тоже в верховьях Цэнхэр-Гола.

По-видимому, из этих источников в 1957 г. были отобраны пробы воды на спектральный анализ сухих остатков. Один из источников расположен в Цэнхэр сомоне (баг 7)[1] под названием Гямгар, с $T = 50°$ С и второй — в том же сомоне (баг 2) с $T = 90°$ С.

В сухих остатках этих источников обнаружены: медь — сотые доли процента; серебро — следы; стронций — до десятых долей процента; кадмий — сотые доли процента (выход с $T = 90°$ С); алюминий — десятые доли и единицы процента; галий — нет и следы; титан — следы; германий — следы; свинец — сотые доли процента (в выходе с $T = 90°$ С); хром, молибден — следы; вольфрам — сотые доли процента; марганец, железо — сотые доли процента, никель — следы в выходе с $T = 90°$ С; литий — единицы процента в выходе с $T = 50°$ С; уран и торий — не обнаружены.

34. Хамарин-Халун-Усу-Аршан. По данным М. Г. Королева, А. С. Майорова, А. А. Храпова и других геологов, на северном склоне хребта Хангай, в 70 *км* к юго-западу от курорта Хучжиртэ, в 7—8 *км* выше устья пади Хамарин-Ама, примыкающей к долине Орхона имеется (впервые ими охарактеризованный) выход термальных вод. Возможно, это источники, о которых упоминает В. Н. Попов при описании источника 33.

Вода вытекает из рыхлых песчано-глинистых образований. Склоны пади на этом участке сложены осадочно-метаморфическими породами среднего палеозоя. Отмечены четыре выхода с общим дебитом около 4—5 *л/сек.* Температура воды не более 25° С, что авторы объясняют подтоком воды из рыхлых отложений пади и протекающей в нескольких метрах речки. Формула химического состава воды Хамарин-Халун-Усу-Аршаны, отобранной в августе 1954 г., следующая:

$$M_{0,12}\,\frac{HCO^{3}_{65}SO^{4}_{26}}{(Na+K)_{60}\,Ca_{24}Mg_{14}}\,T^{\circ}_{\approx 25}.$$

Выходы воды оборудованы деревянными срубами-ваннами и используются местным населением для лечебных целей.

35. Хурмэтуин-Халун-Усу-Аршан. Источник находится в 23 *км* к западу от административного центра Убур-Хангайского аймака — Арбай-Хэрэ и в 480 *км* к юго-западу от Улан-Батора. Абсолютная высота места выхода аршана около 1900 *м*.

Район источника расположен на южном склоне хр. Хангай и представляет собою верховье большой безлесной долины Арбайин-Тала, окруженной сильно расчлененными горами средней высоты.

Первые геологические сведения об источнике приведены в трудах американских геологов Беркей и Моррис (1927 г.), которые побывали на источнике 15—17/VI 1922 г. По их данным, в геологическом строении района участвуют: породы хангайской (грауваккоовой) свиты, неправильно относимой ими к верхнему протерозою; граниты, по их предположениям, раннего палеозоя, рвущие эту свиту, и свита юрских (?) конгломератов и песча-

[1] В административном отношении территория МНР делится на аймаки, сомоны и баги.

ников. Они отмечают, что юрские (?) породы слагают центральную часть долины, а граниты и грауваккии — ее борты. Выходы воды с температурой до 51° С приурочены, по их мнению, к большой тектонической трещине у основания правого борта долины, по которой слои пород были перемещены на несколько сотен метров.

В 1927 г. на источнике побывал В. А. Смирнов [186]. Он приводит сведения об окружающих источник породах, о дебите и химическом составе воды, называя источник Ундзенвановским горячим источником II. Поскольку В. А. Смирнов не геолог, то в суждении о геологическом строении района допускает большие неточности.

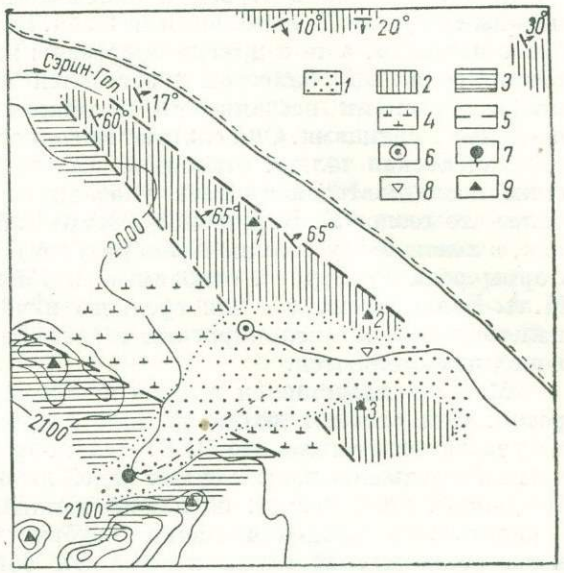


Рис. 47. Схема расположения источников Хурмэтуин-Халун-Усу (сост. В. Н. Попов).

1 — четвертичные делювиально-пролювиальные отложения (Q); *2* — пермская (?) песчаниково-конгломератовая толща (P); *3* — среднепалеозойская (?) песчаниково-сланцевая свита (Pz_2); *4* — диориты δ (герцинские ?) с жилами аплита и диорит-порфирита; *5* — зоны тектонических нарушений; *6* — минеральный источник; *7* — пресный родник; *8* — место замера расхода ручья; *9* — сопки.

В. А. Смирнов отметил 12 выходов газирующей воды с температурой от 14 до 55° С. Основной выход имел температуру 55° С и дебит 137 *м³/сутки*. Общий дебит всех источников около 359 *м³/сутки*. Вода основного выхода слабо радиоактивна (1,85 ед. Махе). Формула химического состава воды Хурмэтуин-Халун-Усу-Аршана (из основного выхода) следующая:

$$H^2S_{12};\ M_{0,3}\frac{CO^3_{71}SO^4_{23}Cl_6}{(Na+K)_{96}Ca_3}H^2SiO^3_{94};$$

$$pH=9{,}3;\ T^\circ_{55}.$$

В воде отмечены явственные следы борной кислоты.

По данным В. Н. Попова, посетившего источник в сентябре 1944 г., Хурмэтуин-Халун-Усу-Аршан расположен в левом борту приустьевой части большой пади, впадающей справа в долину Арбайин-Тала, вытянутой с северо-запада на юго-восток. Участок источника представляет собой террасовидный склон с абсолютными отметками 1900—2000 *м*, осложненный небольшими куполовидными сопками (рис. 47). С юга и юго-запада он ограничен грядой гор, круто обрывающихся к террасовидному склону, над которым они возвышаются на 300—500 *м* и более (абсолютные высоты вершин 2300—2500 *м*). С северо-востока террасовидный склон крутым уступом, высотой около 10—20 *м*, обрывается к днищу долины Арбайин-Тала. По широкому днищу долины разбросаны горы-останцы, сложенные осадочными породами пермского (?) возраста.

У подножья террасовидного уступа протекает небольшой ручей Сэрин-Гол, который, не доходя 400—500 *м* до источника, теряется в своих наносах, а затем при впадении в его русло ручья, образуемого источником Хурмэтуин-Халун-Усу, водоток возникает вновь. В 2—3 *км* к северо-западу от источника расход ручья Сэрин-Гол около 10 *л/сек* (30/IX 1944 г.). Вода прозрачная, температура воды 6° С при температуре воздуха 10° С. Формула химического состава воды Сэрин-Гол:

$$M_{0,29}\frac{(HCO^3_{62}+CO^3_7)_{69}SO^4_{24}Cl_6}{Ca_{78}(Na+K)_{22}}H^2SiO^3_{11,7};\ pH=8{,}2;\ T^\circ_6.$$

В 3—4 *км* к юго-западу от источника в тальвеге большой пади имеется выход из аллюво-пролювия пресных подземных вод, образующих небольшой перемежающийся ручеек (см. рис. 47). Температура родника 6° С при температуре воздуха 11° С (30/IX 1944 г.). Формула химического состава воды

$$M_{0,28}\ \frac{HCO^3_{84}\ SO^4_{12}\ Cl_4}{Ca_{84}\ (Na+K)_{16}}\ H^2SiO^3_{22,1};\ pH=7,6;\ T^\circ_6.$$

В геологическом строении описываемого района участвуют осадочные породы среднего (?) палеозоя и мезозоя. Первые прорваны диоритами герцинского возраста, а те и другие прорезаны жилами кварцевого диорит-порфирита. Средний (?) палеозой представлен темно-серыми и желтовато-серыми мелкозернистыми песчаниками и темно-серыми, местами почти черными песчаными сланцами. Они слагают высокие гряды гор. По Беркею и Моррису, это хангайская толща, относимая ими к протерозою. Большинство советских исследователей считает указанную толщу среднепалеозойской, тем более что геолог В. В. Дельнов в Хурэ-Сайр (севернее термальных источников, в левом борту долины Арбайин-Тала) в аналогичных отложениях нашел формы рода *Pachypora*, относимые к *Tabulata* и характерные, по мнению М. А. Болховитиновой, для среднего и верхнего девона. Породы среднего палеозоя сильно дислоцированы и разбиты трещинами; элементы залегания пород не замеряются.

Мезозой представлен толщей преимущественно песчаников и конгломератов. Они слагают днище долины Арбайин-Тала и террасовидный склон на участке источника. По В. В. Дельнову (1942 г.), такие же породы встречаются в устьевых частях сухих падей левого склона долины Арбайин-Тала. Песчаники этой толщи, по нашим данным, полимиктовые, серые, среднезернистые; встречаются пачки грубых гравийных песчаников, иногда известковистых. В таких песчаниках обнаружены мелкие обломки угля или обуглившиеся растительные остатки. Для известковистых гравийных песчаников цементом является мелкозернистый кальцит.

Конгломераты мелко- и крупногалечниковые. Галька обычно хорошо окатана, диаметром 1—2 до 5—10 *см*. Состоит она из крепких желтовато-серых и серых мелкозернистых песчаников и темно-серых, почти черных сланцев; встречается галька кварцевых и бескварцевых порфиров лилового цвета, а также галька кварца и яшмовидных пород сургучного цвета. Отдельные гальки кварца представляют собою жильный кварц с турмалином. Среди толщи песчаников и конгломератов наблюдаются подчиненные им небольшие пачки темно-зеленовато-серых песчаных сланцев.

Песчаниково-конгломератовая толща на террасовидном склоне (вблизи источника) имеет северо-западное простирание 325—340° С с падением на северо-восток под углом 45—65—70°. На левом берегу Сэрин-Гола падение пород резко меняется на пологое (10—20°) и только у подножья левого склона долины Арбайин-Тала снова становится более крутым северо-восточным (25—30°).

Возраст песчаниково-конгломератовой толщи геологи Беркей и Моррис считают мезозойским (юра ?). Геолог В. В. Дельнов также относит ее условно к юре по аналогии с соседней к югу территорией, где в таких же отложениях найдена флора, определенная как юрская (?) и как, несомненно, пермская. Возможно, что эта толща включает в себя и пермские и мезозойские отложения.

Магматические породы на участке выхода термальных вод представлены серыми и кварцевыми диоритами. Они имеют очень небольшое распространение, встречаются в виде отдельных выходов между юго-западными грядами высоких гор и термальными источниками. Диориты прорезаны жилами светло-серого аплита северо-западного простирания 285° и жилами кварцевого диорит-порфирита северо-восточного простирания 70° с падением на юго-восток

под углом 80°. Жилы кварцевого диорит-порфирита одновременно прорезают и песчаниково-сланцевую толщу среднего (?) палеозоя.

На участке выхода термальных вод песчаниково-сланцевые породы среднего (?) палеозоя разбиты трещинами северо-восточного простирания 70—75°, падение на юго-восток под углом 80°. Песчаниково-конгломератовая толща юры (?) разбита густой сетью трещин с простиранием: северным 0° падение на восток под углом 80°, северо-восточным 20—50° падение под углом 90° или северо-западным под углом 85°; северо-западным 295—330°, падение на юго-запад под углом 10 и 85°, широтное с падением на юг под углом 80°.

Зона контакта между диоритами и породами песчаниково-сланцевой свиты среднего палеозоя тянется вдоль северо-восточного склона гряды высоких гор с северо-запада на юго-восток (310°) и на всем протяжении закрыта делювиальным шлейфом. В зоне контакта имеются лишь отдельные выходы диоритов, разбитых круто падающими, часто открытыми трещинами северо-восточного простирания 310°, падение на юго-запад под углом около 90° и северо-восточного простирания 70° с падением под углом 90°. Этот контакт на карте американских геологов показан как эруптивный. Мы склонны считать его тектоническим. На это, кроме отмеченной выше трещиноватости диоритов, указывают часто встречающиеся здесь катаклазированные диориты и отсутствие контактового метаморфизма в породах среднего палеозоя.

Контакт между диоритами и породами песчаниково-конгломератовой толщи юры (?) — тектонический. Здесь проходит основная зона разлома примерно северо-западного простирания (310—330°). Основной разлом сопровождается второстепенными, близкими к нему по направлению, разломами. К разломам второго порядка мы относим описанный выше тектонический контакт между диоритами и толщей среднего палеозоя и предполагаемый разлом вдоль подножья уступа террасовидного склона (см. рис. 47).

В результате разломов северо-западного направления, которые сопровождались поперечными разломами северо-восточного направления, породы песчаниково-конгломератовой толщи террасовидного склона и днища долины Арбайин-Тала оказались опущенными на различные гипсометрические высоты. При этом на террасовидном склоне, т. е. вблизи основной тектонической зоны, они приобрели очень крутое падение слоев, которое в долине Арбайин-Тала резко меняется на пологое (10—20°). Вдоль основной тектонической зоны в большом количестве встречаются обломки яшмовидных пород и кварца. На карте американских геологов этот контакт также показан тектоническим.

В результате крупных радиальных разломов создались благоприятные условия для инфильтрации атмосферных вод на большую глубину, а также для формирования в этих зонах отдельных месторождений термальных вод. При таком толковании совершенно необязательно присутствие здесь на какой-то глубине «внедрившейся, но неизлившейся и еще полностью не остывшей лавы», подогревающей инфильтрационную атмосферную воду, как это предполагают американские геологи.

Термы Хурмэтуин-Халун-Усу-Аршана находятся в циркообразном понижении, образовавшемся на описанном выше террасовидном склоне. Здесь на площади около 2400 *м*² среди крупных глыб серого крупнозернистого диорита отмечено 13 отдельных выходов интенсивно газирующей термальной воды с запахом сероводорода. Выделяется мощный выход № 1, закрытый кучей камней (священное обо), с температурой 55° С при температуре воздуха 5,5° С. Температура воды в остальных обследованных выходах колебалась от 38 до 57° С.

Отдельные ручейки термальной воды в 100—120 *м* ниже по склону сливаются в одно общее русло, образуя ручей с температурой воды 12,5° С и расходом 526 *м*³/*сутки* (по данным В. А. Смирнова — около 359 *м*³/*сутки*). По определению на месте, содержание в воде радона следующее: в выходе № 1 — 12,6 ед. Махе, № 3 — 13,1 ед. Махе и № 5 — 14,9 ед. Махе. По определению В. А. Смирнова, в выходе № 1 было 1,85 ед. Махе. Формула хими-

ческого состава воды, отобранной В. Н. Поповым из выхода № 1 29/IX 1944 г., следующая:

$$H^2S_{4,7};\ M_{0,33}\ \frac{(CO^3_{43}+HCO^3_{21})_{64}\ SO^4_{27}Cl_9}{(Na+K)_{96}\ Ca_3}\ H^2SiO^3_{119,1};\ pH > 8,45;\ T^{\circ}_{55}.$$

В 1957 г. из выходов № 1 и 5 были отобраны пробы воды на спектральный анализ. В результате анализа обнаружены: медь и серебро — следы; стронций — следы и до сотых долей процента; алюминий — десятые доли процента; галлий — следы; титан — следы; германий — следы, свинец — нет и до десятых долей процента; хром — следы, молибден — сотые доли процента; вольфрам — от сотых до десятых долей процента; марганец — следы; железо — сотые доли процента; кобальт и никель — нет или следы; литий — от сотых долей до десятков процента; уран и торий — не обнаружены.

Из сравнения данных 1927—1944 гг. видно, что химический состав минеральной воды довольно устойчивый. Значительные расхождения имеются в содержании сероводорода и радона, что, возможно, связано не только с изменением содержания их во времени, но и с различной методикой их определения.

Источники Хурмэтуин-Халун-Усу являются аналогом источников Хучжиртэ. Они широко известны местному населению. В летний период сюда съезжаются больные для лечения всевозможных болезней, но преимущественно ревматического характера и кожных. Лечение проходит без какого-либо медицинского надзора.

Источники не оборудованы. Для принятия ванн устроены небольшие овоидные углубления, стенки которых закреплены глыбами диорита на сухой кладке. Эти примитивные «ванны» расположены по стоку воды, идущей от выхода № 1, так что вода из ванн, расположенных выше, проходит через ванны, размещенные внизу. Гидрогеологические условия для производства каптажных работ и водоснабжения будущего курорта очень благоприятные.

36. Эмту-Халун-Усу-Аршан. Эти термы находятся в 24—25 *км* к северо-северо-западу от Арбай-Хэрэ. Абсолютная высота места выхода термальных вод около 1855 *м*.

Впервые источник описан В. А. Смирновым [186] под названием «горячий источник I на р. Онгин-Гол». На источнике он побывал в 1927 г. и дал главным образом физико-химическую его характеристику.

В октябре 1944 г. источник посетил В. Н. Попов. По его данным, Эмту-Халун-Усу-Аршан расположен на южном склоне хр. Хангай, на правом берегу р. Онгин-Гол (рис. 48). В этом месте Онгин-Гол из узкой, ущелеобразной долины выходит на большое котловинообразное расширение, которое разрезано рекой на две части. Река имеет здесь ширину 40—50 *м* и глубину 0,3—0,5 *м* (1/X 1944 г.). Русло реки валунно-галечниковое. Вода пресная, прозрачная, зимою река полностью промерзает. На правом берегу речной долины хорошо выражена в рельефе первая надпойменная терраса высотой 3—4 *м*. Горы, окружающие котловину с запада, составляют безлесный горный массив с вершинами до 2500 *м* абсолютной высоты, который отделяет котловину от соседней с юга большой долины Арбайин-Тала с расположенным в ней термальным источником Хурмэтуин-Халун-Усу.

Район от Арбай-Хэрэ до источника сложен породами песчаниково-сланцевой толщи среднего палеозоя, прорванной герцинскими гранитоидными интрузивами, среди которых часто встречаются дайки и небольшие тела диоритов. Примерно в 20 *км* к юго-западу от источника, в Хурэ-Сайр, в аналогичных породах песчаниково-сланцевой толщи, по данным В. В. Дельнова, найдена фауна среднего и верхнего девона (см. источник 35).

Эруптивный контакт гранитов с осадочными породами среднего палеозоя хорошо прослеживается вдоль дороги от Арбай-Хэрэ к северу. Здесь

граниты внедряются апофизами в породы среднего палеозоя, слагающие горный массив к западу от дороги; вдоль контакта широко развиты жилы аплита. У перевала Сэнсэту-Нам-Даба, расположенном на полпути между Арбай-Хэрэ и источником, а также у юго-восточных подножий хр. Лабрангин-Нуру, что в 2—3 *км* к северо-западу и северу от источника, проходит большая зона тектонических нарушений.

У перевала сланцы и песчаники на протяжении сотен метров сплошь разбиты трещинами, превращены в брекчию и покрыты коркой выветривания смоляного цвета. У подножий хр. Лабрангин-Нуру среди перетертых песчаников, сланцев и каких-то сильно измененных пород типа диоритов часто встречаются обломки яшмовидных пород сургучного цвета. Такие же обломки яшмовидных пород попадаются на участке выхода термальных вод среди мелкой щебенки темно-серых сланцев и песчаников.

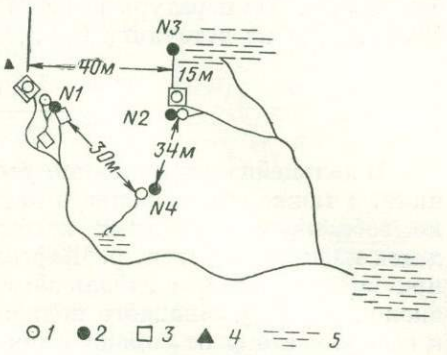


Рис. 48. Схема расположения источника Эмту-Халун-Усу (сост. В. Н. Попов, 1944 г.).

1 — выходы термальной воды; *2* — выходы, в которых замерялась температура и из которых взяты пробы воды; *3* — ванны — углубления на поверхности земли, стенки которых закреплены досками; *4* — обо (священный знак из камней); *5* — небольшие заболоченности.

Напорные термальные воды вытекают в виде четырех обособленных групп на площади около 2000 *м*². Каждая из таких групп состоит из двух-трех отдельных выходов воды, сравнительно интенсивно газирующих, с заметным запахом сероводорода (см. рис. 48). Температура воды по замеру 1/X 1944 г. при температуре воздуха 12° С была у групп № 1, 2, 3, 4 соответственно 54°, 53°, 40° и 35° С, дебит (при том же замере) равнялся у группы № 1 около 1 *м*³/*ч*, у группы № 2 — 0,7 *м*³/*ч*, у групп № 3 и 4 — 0,2 *м*³/*ч*. Суммарный дебит источников 1,9 *м*³/*ч*, или 45,6 *м*³/*сутки*.

По В. А. Смирнову, температура воды в 1927 г. колебалась от 32,2 до 50,5° С при температуре воздуха 3,5° С; расход источников составлял около 38 *м*³/*сутки*. Формула химического состава воды из выхода с наибольшим дебитом (который, вероятно, соответствует воде группы № 1), следующая:

$$H^2S_{9,8};\ M_{0,363}\frac{CO^3_{80}SO^4_{10}Cl_8}{Na_{96}K_2}H^2SiO^3_{91,5};\ pH = 9{,}1;\ T^\circ_{50,5}.$$

В воде отмечены явственные следы борной кислоты. Формула химического состава воды в группе № 1, по В. Н. Попову:

$$H_2S_{7,5};\ M_{0,414}\frac{(HCO^3_{50}+CO^3_{26})_{76}SO^4_{14}Cl_{10}}{(Na+K)_{98}Ca_2}H^2SiO^3_{112,3};\ pH > 8{,}45;\ T^\circ_{54}.$$

Вода остальных трех групп по химическому составу аналогична воде группы № 1.

В 1957 г. из выходов № 1, 2 и 4 были отобраны пробы воды на спектральный анализ. В результате анализа обнаружены: медь и серебро — следы; стронций — следы и сотые доли процента; алюминий — десятые доли процента; галлий — следы; титан — следы и сотые доли процента; германий — следы; ванадий — нет и следы; хром — нет и следы; молибден — следы; вольфрам — от сотых долей до единиц процента; марганец — следы; железо — сотые доли процента; кобальт и никель — нет или следы; литий — следы и единицы процента; уран и торий — не обнаружены. По В. Н. Попову, содержание радона в источнике не превышает 1,45 эман; по В. А. Смирнову,

вода не радиоактивна. Источник является аналогом терм типа Хучжиртэ. Он широко используется населением при лечении преимущественно ревматических заболеваний без какого-либо врачебного надзора. Выходы воды не каптированы; гидрогеологические условия для производства каптажных работ благоприятные.

37. Турул-Халун-Булак. Источник находится в 30 *км* на запад от сомона Дулан-Хайрхан, на южном склоне хр. Хангай, в гористой безлесной местности, в верховье р. Шаргоин-Гол — левого притока р. Тацаин-Гол.

По П. А. Панкратову, впервые описавшему источник, вода выходит в неглубоком русле, берега которого сложены гранитами. Вода прозрачная, без запаха. Температура воды 24° С при температуре воздуха 5,3° С (9/IX 1940 г.). Дебит источника 0,3 *л/сек*. Формула химического состава воды:

$$M_{0,22}\frac{HCO^{3}_{64}SO^{4}_{18}Cl_{17}}{(Na+K)_{74}Ca_{18}Mg_{7}}T^{\circ}_{-24}.$$

В дальнейшем необходимо уточнить химический и газовый состав источника, а также его название и местонахождение, так как в этом же районе, по собранным у местных жителей сведениям, «горячий источник» находится на правом берегу р. Шаргол-Джулин-Гол (левый исток р. Туин-Гол) при впадении в нее небольшого правого притока, на абсолютной высоте около 2000 *м*, у западного подножья горы Баян-Доба-Ула (3246 *м*), в 22 *км* к северо-востоку от сомона Баян-Дзуриха.

38. Халун-Усу-Аршан. Источник находится на южном склоне хр. Хангай, в верховье Тацаин-Гола, в 2 *км* на север от Нарин-Дель сомона (см. рис. 63). По П. А. Панкратову, впервые описавшему источник, последний вытекает из трещин в граните, имея температуру 65° С при температуре воздуха 20,2° С (10/XI 1941 г.). Дебит ручья, образуемого источником, около 0,5 *л/сек*, или 43,2 *м*^{3}*/сутки*. Формула химического состава воды Халун-Усу-Аршана:

$$M_{0,25}\frac{(HCO^{3}_{40}+CO^{3}_{10})_{50}SO^{4}_{31}Cl_{19}}{(Na+K)_{78}Ca_{15}Mg_{6}}\ pH=8,2;\quad T^{\circ}_{65}.$$

Источник не оборудован; местным населением для лечебных целей, по-видимому, мало используется.

В 1954 г. М. Г. Королев, А. С. Майоров, А. А. Храпов и другие геологи описали примерно в том же районе термальный источник под названием Тацаин-Халун-Усу. По их данным, источник расположен у подножья правого борта долины р. Тацаин-Гол, против устья р. Нарин-Дель-Гол (по-видимому, у Нарин-Дель сомона; координаты 45°53′ с. ш. и 101°27′ в. д. — *В. П.*). По их данным, здесь имеется несколько выходов термальной воды с суммарным дебитом около 5,5 *л/сек*, причем дебит главного выхода около 2,5 *л/сек*. Вода прозрачная, с запахом сероводорода, температура воды 55—57° С.

Выходы воды приурочены к большому тектоническому нарушению в герцинских гранитах, проходящему вдоль правого борта долины Тацаин-Гол. Формула химического состава воды Тацаин-Холун-Аршана:

$$(H_2S);\ M_{0,24}\frac{HCO^{3}_{42,7}SO^{4}_{37}Cl_{18,8}}{Mg_{43,2}(Na+K)_{40,6}Ca_{15,2}}T^{\circ}_{55-57}.$$

Возможно, что Тацаин-Халун-Усу и Халун-Усу-Аршан один и тот же источник или же разные выходы в одной и той же речной долине. В будущем необходимо уточнить это, а также физико-химические свойства и газовый состав воды.

39. Цохот-Аршан. Источник находится на территории Баян-Хонгорского аймака, примерно в 7 *км* к северо-западу от административного центра

сомона Чжиргаланту. Абсолютная высота места выхода источника около 2300 *м*. Впервые описан В. Н. Поповым в 1946 г.

Источник расположен в долине р. Цохиотуин-Гол на южном склоне хр. Хангай. Здесь берет начало р. Байдарик, текущая на юг в бессточную Долину Озер. Ширина реки (22—24/VIII 1946 г.) около 20—30 *м* и глубина 0,7—4,5 *м* (август был очень дождливый). На правом берегу реки, начиная от места впадения в нее Цохиотуин-Гола и далее вверх по долине на протяжении около 5 *км* хорошо выражена в рельефе надпойменная терраса высотой 12 *м*, сложенная базальтами (рис. 49).

Склоны долины Цохиотуин-Гола довольно крутые, во многих местах обрывистые, часто покрыты большими каменными россыпями, изрезаны многочисленными промоинами; возвышаются над ее дном на 400—500 *м*.

Горные хребты в самом верховье долины имеют форму столовых гор (древние поверхности выравнивания). На юго-восточных склонах этих гор еще сохранились небольшие полоски снега (хотя был август). Возможно, снег выпал во время похолодания после длительного периода летних дождей, или же это «перелеток» от прошлой зимы. Такие же столовые горы представляют собою вершины хр. Хангай, у перевала Эгиин-Даба, на дороге Цэцэрлэнг-Дзаг сомон.

Пойма реки Цохиотуин-Гол широкая (около 300—350 *м*), возвышается над уровнем реки до 0,5 *м*. Кое-где сохранилась первая надпойменная (аккумулятивная) терраса высотой около 3 *м*. Ширина русла и реки 15—20 *м*, глубина реки 0,2—0,3 *м*, дно галечниково-валунное. Река сильно извилиста — то разбивается на несколько рукавов, то снова течет в одном русле. Формула химического состава воды:

$$CO^{2}_{0,0033};\quad M_{0,09}\frac{HCO^{3}_{80}SO^{4}_{10}Cl_{10}}{(Ca+Mg)_{83}(Na+K)_{16}}H^{2}SiO^{3}_{5^{2}};\quad pH=7.$$

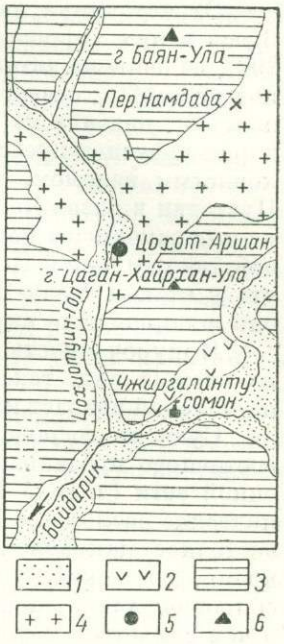


Рис. 49. Район источника Цохот-Аршан (сост. В. Н. Попов).

1 — четвертичные аллювиальные отложения (Q); *2* — кайнозойские (?) основные эффузивы-базальты (Kz); *3* — средний (?) палеозой (Pz_2): песчаники с подчиненными им прослоями сланцев; у контакта с гранитами — роговики; *4* — герцинские (?) граниты γ_2; *5* — минеральный источник; *6* — вершины гор.

В районе широко распространены породы сланцево-песчаниковой толщи (условно относимой нами к среднему палеозою) с интрузиями герцинских гранитов. В кайнозойское время по трещинам разлома здесь происходило излияние базальтов.

Сланцево-песчаниковая толща представлена преимущественно темно-серыми и голубовато-серыми полимиктовыми песчаниками с резко подчиненными им серо-черными сланцами. На контакте с гранитами они превращены в роговики. В 5—6 *км* от источника ниже по долине в этих песчаниках хорошо выражена трещиноватость и плоскости с северо-западным простиранием 290°, падением на юго-запад под углом 64°. Возможно, они совпадают с элементами залегания пород этой свиты. Роговики вблизи источника сильно трещиноваты; в них преобладают трещины почти широтного направления.

Судя по составу песчаников, во время их отложения размывались граниты, метаморфические сланцы и роговики, а также метаморфизованные эффузивы. Учитывая этот факт, а также малый метаморфизм, можно предполагать, что толща песчаников составляет самые верхи среднего палеозоя, а возможно и более молодых (пермских ?) образований, имеющих широкое распространение на территории МНР. Данный вопрос заслуживает внимания будущих исследователей.

Кроме того, немалый интерес представляет интрузия гранитов, которая находится здесь в самой начальной стадии вскрытия долиной Цохиотуин-Гола на небольшом участке, примерно в 3 *км* вверх и вниз от источника. Контакт со сланцево-песчаниковой толщей не подымается здесь выше нижних $^2/_3$ склона. На правом склоне долины он находится еще на более низких отметках. На участке вскрытия гранитов юго-восточное направление долины реки сменяется на почти меридиональное. Граниты светло-серые среднезернистые, биотитово-роговообманковые. В них встречаются ксенолиты темно-серых мелкозернистых пород диаметром до 0,15—0,20 *м*.

От источника на восток, примерно в 50 *м*, граниты образуют обрыв. Здесь в них хорошо выражены трещины с простиранием: северо-западным 290°, падение на юго-запад под углом 70—75°; северо-западным 310°, падение под углом 90°; северо-восточным 45°, падение под углом 90° и северо-восточным 80°, падение на северо-запад под углом 15°. В уступе террасы р. Байдарик эффузивы представляют собой переслаивание то черных и плотных с раковистым изломом, то темно-серых «ноздреватых» оливиновых базальтов. Пустотки в базальтах имеют округлую форму и диаметр до 1 *см*; некоторые из них заполнены каким-то желтоватым веществом, сильно вскипающим при действии 10%-ной HCl. Базальты встречены также в 5 *км* к западу от моста, что у станка Улан-Чулутуин-Урто на дороге в Дзаг сомон. Однако здесь они шлаковидные кирпично-красного цвета.

Приуроченность базальтов к хорошо разработанной долине Байдарика, их свежий вид, текстура и минералогический состав — все это указывает на молодой возраст их излияния, возможно, в начале четвертичного времени.

Судя по господствующей в описанном районе трещиноватости северо-восточного простирания и развитию в том же направлении главной эрозионной сети (долина Байдарика), можно предполагать, что основные тектонические разломы, с которыми связаны и излияния базальтов, имеют северо-восточное направление; образовались они, по-видимому, в кайнозойское время, возможно, унаследуя более древние тектонические зоны. Разломы сопровождались поперечными разломами северо-западного простирания, о чем свидетельствует значительная трещиноватость пород указанного направления, а также направление речной сети второго порядка (долина Цохиотуин-Гола). Участки сопряжений тектонических трещин этих двух направлений явились наиболее благоприятными для выхода термальных вод на поверхность земли, особенно по долинам рек.

Источник Цохот-Аршан приурочен к упомянутому выше выходу гранитов. Он расположен в 7—8 *км* от устья Цохиотуин-Гола на левобережной пойме, в 25 *м* от русла реки. Минеральная вода вытекает на площади около 150 $м^2$ среди глыб гранита размером от 6 × 4 × 2 до 8 × 6 × 3 *м*. Они ограничены плоскостями или разделены открытыми трещинами северо-западного простирания 290°, падение на юго-запад под углом 84°, северо-восточного простирания 20°, падение под углом 90°. По этим трещинам в нескольких местах вытекает слабо газирующая теплая вода. Такие места обозначены священными знаками обо.

Теплая вода образует небольшой ручеек, который стекает между глыбами гранита в сторону реки. Ориентировочный дебит источника около 0,5 *л/сек*. Температура воды 23° С при температуре воздуха 16° С (23/VIII 1946 г.). Радиоактивность воды (радон) 4 ед. Махе (14,6 эмана). Вода чистая, бесцветная, с еле уловимым запахом сероводорода; на ощупь шелковистая, на камнях оставляет тонкий белесоватый налет. Формула химического состава воды

$$H^2S_{1,5}\ ;\ M_{0,24}\ \frac{(CO^3_{25}+HCO^3_{24})_{49}\ SO^4_{43}\ Cl_8}{(Na+K)_{81}\ Ca_{14}Mg_5}\ H^2SiO^3_{54,6}\ ;\ pH > 8{,}45;\ T^\circ_{23}.$$

Цохот-Аршан близок к типу термальных вод Хучжиртэ, отличаясь главным образом значительно большим процентным содержанием сульфат-

иона и щелочно-земельных металлов; значительно меньшим содержанием кремнекислоты и более низкой температурой, по-видимому, от разбавления его речной водой.

Источник имеет местное значение; широкой популярностью у населения не пользуется. Воду источника пьют при желудочных заболеваниях и употребляют для омывания больных глаз и головы.

40. Куйтын-Аршан. Источник находится в 70 *км* к западу от административного центра Арахангайского аймака — г. Цэцэрлэг — и в 3—3,5 *км* к югу от сомонного центра — Ихэ-Тамир, который расположен на улучшенной грунтовой дороге Цэцэрлэг — Цаган-Олум. Абсолютная высота места выхода аршана около 2000 *м*; впервые описан В. Н. Поповым в 1946 г.

Источник расположен на крутом северо-восточном склоне хр. Хангай, при впадении в р. Хойту-Тамир-Гол ее правого притока р. Халун-Усу. Хойту-Тамир-Гол имеет здесь три рукава; 29—30 августа 1946 г. ширина каждого рукава была 20—30 *м*, наиболее распространенная глубина 0,3—0,6 *м*. Дно реки — валунно-галечниковое. Вода в реке прозрачная, пресная. Пойма шириной до 1—1,5 *км*, местами заболоченная и кочковатая. На левом берегу хорошо выражена в рельефе первая надпойменная (аккумулятивная) терраса высотой 5—6 *м*. На поверхности этой террасы расположен пос. Ихэ-Тамир. Левый склон долины пологий с мягкими формами рельефа, задернованный и безлесный. Правый же склон, на котором расположен источник, крутой, сильно расчлененный и густо залесенный (типичная тайга), возвышающийся над дном долины на 500—700 *м*.

Русло Халун-Усу представляет собою нагромождение больших глыб гранита, труднодоступных даже для пешехода, особенно в верховье. Во многих местах водотока не видно, только слышится шум воды, быстро несущейся по этим гранитным лабиринтам где-то внизу.

Вода Халун-Усу прозрачная, пресная, холодная, хотя по-монгольски «халун» — горячий, а «куйтын» — холодный. Возможно, что в далеком прошлом здесь вытекала не холодная, а горячая минеральная вода. Формула химического состава воды р. Халун-Усу:

$$M_{0,045}\,\frac{HCO^{3}_{59}SO^{4}_{29}Cl_{12}}{(Ca+Mg)_{53}(Na+K)_{47}}\,H^{2}SiO^{3}_{32,5};\ pH\approx 7.$$

Долина Халун-Усу имеет почти меридиональное направление. Она прорезает серые и светло-серые среднезернистые биотитовые граниты. По аналогии с другими районами МНР мы относим их к герцинским (рис. 50).

Интерес представляют граниты, обнажающиеся несколько ниже источника на левом берегу ручья, у уреза воды. Они разбиты трещинами с хорошо выраженными плоскостями северо-восточного простирания 30°, падение на юго-восток под углом 80° и северо-западного простирания 310°, падение на северо-восток под углом 80°. Граниты имеют серую окраску и многочисленные пустотки; создается впечатление, что на их месте были какие-то выщелочные минералы. Под микроскопом в составе этих гранитов наблюдаются в большом количестве сфен, апатит и рудный минерал, а в незначительном — игольчатые кристаллы циркона и рутила. Характерны для гранитов заметный катаклаз и величина кучечных скоплений мелких листочков и чешуек зеленого биотита. К таким участкам приурочивается и скопление акцессорных минералов.

В устьевой части долины Халун-Усу, в ее левом борту, граниты разгнейсованы и милонитизированы. Они слагают небольшие сопки, отвесно обрывающиеся к руслу ручья. Здесь породы разбиты хорошо выраженными трещинами северо-восточного простирания 50° с падением под углом 90°, проходящими через каждые 15—20 *см*. Разгнейсованы же породы по хорошо замеряемым плоскостям северо-западного простирания 310°, падение на

северо-восток под углом 50°. В правом борту долины, в приустьевой сопке, являющейся одновременно и правым склоном долины Хойту-Тамир-Гола, граниты превращены в милониты.

Катакластическая структура гранитов, хорошо выраженные в них трещиноватость и разгнейсованность двух направлений, а также превращение гранитов в милониты свидетельствуют о наличии здесь крупных тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Вероятнее всего, что нарушения северо-восточного направления являются основными, с которыми связано на данном участке образование долины Хойту-Тамир-Гол. Разломы, по-видимому, сопровождались второстепенными поперечными трещинами. Все это создало благоприятные условия для формирования термальных вод, дериват которых представляет собой Куйтын-Аршан.

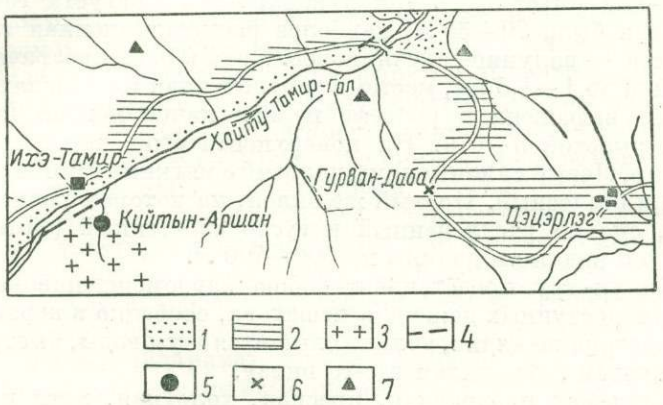


Рис. 50. Район источника Куйтын-Аршан (сост. В. Н. Попов).

1 — четвертичные аллювиальные отложения (Q); *2* — средний (?) палеозой (Pz_2): песчаниково-сланцевая толща; *3* — граниты γ_2 герцинские (?); *4* — предполагаемая зона тектонических нарушений; *5* — минеральный источник; *6* — горные перевалы; *7* — обо (священный знак из камней).

Он находится в 2 *км* от устья Халун-Усу, на очень крутом и залесенном левом склоне долины, на высоте около 25 *м* над уровнем речки. Вода вытекает среди крупных глыб гранита (вероятно, элюво-делювий) в виде маленького ручейка. В 2—3 *м* ниже по склону ручеек теряется в таких же глыбах гранита. Из-за условий выхода можно замерить какую-то небольшую часть дебита источника — 0,2 *л/сек*. Остальная вода теряется среди глыб гранитов, которые, возможно, маскируют также и газирование источника, происходящее непосредственно при выходе его из тектонических трещин гранитного массива.

Вода источника прозрачная с еще уловимым запахом сероводорода; на ощупь шелковистая; на камнях оставляет тонкий белесоватый налет; на выходе не газирует. Температура воды 12° С при температуре воздуха 18° С. Радиоактивность воды (радон) 32 ед. Махе (116,5 эмана).

Формула химического состава воды Куйтын-Аршана, взятой 30/VIII 1946 г., следующая:

$$H^2S_{3,1};\ M_{0,284}\frac{CO^3_{58}SO^4_{35}Cl_7}{Na_{83}Ca_{11}Mg_4}H^2SiO^3_{124,8};\ pH > 8,65;\ T^\circ_{12}.$$

Куйтын-Аршан является аналогом Цохот-Аршана и очень близок к термам типа Хучжиртэ, отличаясь главным образом низкой температурой и немного большим процентным содержанием щелочноземельных металлов.

Водой источника лечатся при желудочных заболеваниях (прием внутрь), при болезнях глаз и даже головы (омывание). Большой популярностью он

не пользуется; о нем знают не все даже местные жители. Но учитывая довольно высокое (по сравнению с другими источниками МНР) содержание в воде радона — 32 ед. Махе (116,5 эмана), район источника необходимо более детально исследовать.

41. Чулуту-Аршан. Источник находится на территории Архангайского аймака, в 130 *км* к северо-западу от административного центра аймака — г. Цэцэрлэг. Абсолютная высота места выхода аршана около 2200 *м*. Ближайший населенный пункт Чулуту сомон расположен в 34 *км* к юго-юго-западу, а станок-гараж Хурмэин находится в 47 *км* к юго-юго-востоку на улучшенной грунтовой дороге Цэцэрлэг — Цаган-Олом.

Впервые об источнике упоминает И. П. Рачковский в 1933 г. Ссылаясь на сведения, полученные от А. Д. Симукова, он сообщает, что в верховье бассейна р. Чулутуин-Гол имеется горячий сернистый источник. Источник расположен выше устья ручья Тэйль-притока р. Халун-Усу, которая впадает в р. Чулутуин-Гол ниже пади Хора-Хода.

В результате нашего рекогносцировочного осмотра района источника в августе 1946 г. были значительно расширены и уточнены сведения об его природных условиях (рис. 51). Расположен он среди северо-восточных отрогов хр. Хангай, в 200 *м* от устья небольшой пади, спускающейся справа в долину р. Халун-Усу, которая в 2—2,5 *км* северо-восточнее источника впадает в р. Чулутуин-Гол, входящую в бассейн Селенги.

Район источника сложен породами осадочно-метаморфической толщи, условно относимой нами к среднему палеозою (см. рис. 51). Это преимущественно серые и темно-серые мелкозернистые песчаники с подчиненными им серо-черными глинистыми ороговикованными сланцами, очень близкими к породам района источника Шиберту-Аршан. Песчаники и сланцы сильно трещиноватые и метаморфизованные, вблизи контакта с гранитами превращены в роговики. Они слагают большой участок от источника к северу, востоку и юго-востоку до р. Чулутуин-Гол. К югу от источника, в левом борту долины Чулутуин-Гол, они превращены в яшмовидную брекчированную породу с железисто-марганцовистыми побежалостями.



Рис. 51. Район источника Чулуту-аршан (сост. В. Н. Попов).

1 — четвертичные отложения (Q); *2* — средний (?) палеозой (Pz_2): песчаниково-сланцевая толща; *3* — граниты γ_2 герцинские (?); *4* — минеральный источник; *5* — перевалы; *6* — тропы.

К западу от источника эти породы прорваны светло-серыми, среднезернистыми биотитовыми гранитами, условно относимыми нами к герцинским. Контакт гранитов с породами сланцево-песчаниковой толщи проходит по днищу соседней пади в 1,5—2 *км* к западу от источника. Он закрыт делювиально-пролювиальными образованиями пади. Зона контакта, представленная роговиками, хорошо прослеживается по водораздельному хребту между этой падью и падью с источником. Выходы таких же гранитов наблюдались нами по правому склону долины Халун-Усу на протяжении около 10 *км* на запад от источника. Долина Халун-Усу имеет здесь котловинообразное расширение. Создается впечатление, что на этом участке гранитная интрузия только начинает вскрываться эрозией.

Чулуту-Аршан вытекает в тальвеге пади, в продольном профиле которой резко выражен уступ высотой около 4 *м*. От уступа и далее вверх днище пади заболочено. Эта заболоченность дренируется небольшим ручейком, который на уступе образует водопад и далее протекает в 20—25 *м* западнее

источника по направлению к р. Халун-Усу. Дебит ручья 2,5 *л/сек*, температура воды 9,5° С при температуре воздуха 9,5° С (20/VIII 1946 г.). Вода прозрачная с зеленоватым оттенком. Формула химического состава воды:

$$M_{0,083}\frac{HCO^3_{84}Cl_{10}SO^4_6}{(Ca+Mg)_{72}(Na+K)_{28}}H^2SiO^3_{39};\ pH=7,25;\ T^\circ_{9,5}.$$

В тальвеге пади, у подножья упомянутого выше уступа в чашеобразном понижении имеется два выхода восходящей термальной воды. Они расположены ниже русла упомянутого выше ручья и, по-видимому, приурочены к сопряжению двух тектонических зон с направлением, близким к меридиональному и широтному. Об этом свидетельствуют брекчии, участки перетертых пород и окварцевание, отмеченные в сланцево-песчаниковой толще вокруг источника. Наиболее значительные разломы, а возможно, и перемещения отдельных блоков земной коры произошли по трещинам с направлением, близким к меридиональному, с которым совпадают направление пади с источником, направление долины Чулутуин-Гола и зоны окварцованных и брекчированных пород. Кроме того, разломы и смещение блоков земной коры происходили по трещинам, почти широтного или северо-восточного направления, о чем свидетельствуют: образование описанного выше уступа, у подножья которого расположены выходы термальной воды, направление долины р. Халун-Усу и большой промоины — оврага, подходящего к источнику с востока, а также много трещин этого направления в обнажениях осадочно-метаморфической толщи.

Выходы термальной воды расположены в 26 *м* один от другого по линии северо-восток (60°) и третий (второстепенный) находится в 75 *м* к северу от выхода № 2. Вода в первых двух выходах прозрачная, не опалесцирующая, со слабым запахом сероводорода, на ощупь шелковистая. Наиболее интенсивно газирует вода в выходе № 1 (северо-восточном), который имеет максимальную температуру 45° С при температуре воздуха 18° С (20/VIII 1946 г.) и дебит 1,53 *л/сек*, содержание радона 0,4 ед. Махе. Газ выделяется одновременно в двух-трех местах пузырьками диаметром 0,3—1,0 *см*. Дебит газа, поступавшего в мерный сосуд через стеклянную воронку диаметром 138 *мм*, около 0,01 $м^3/ч$. Головка выхода № 1 имеет форму блюдца диаметром около 1,5 *м* и глубиной 0,3—0,4 *м*.

Выход № 2 (юго-западный) закрыт глыбами камней (священное обо). Вода вытекает из-под глыб небольшим ручейком с температурой 42° С и дебитом 0,32 *л/сек*. Дебит третьего выхода не превышает 0,05 *л/сек*, температура воды 21° С. Вода не газирует и не имеет запаха сероводорода.

Вода выходов № 1 и 2 оставляет на стенках водоотводящих канавок незначительный белесоватый налет, вероятно, от выпадающих кремнистых образований; в выходе № 1 обильно развиты теплолюбивые зеленые водоросли. Суммарный дебит обоих выходов около 164 $м^3/сутки$.

Формула химического состава воды выхода № 1:

$$H^2S_{50};\ M_{0,33}\frac{(CO^3_{35}+HCO^3_{23})_{58}SO^4_{31}Cl_{11}}{(Na+K)_{89}Ca_7Mg_3}H^2SiO^3_{101,4};\ pH>8,45;\ T^\circ_{45}.$$

Формула химического состава воды выхода № 3:

$$M_{0,223}\frac{HCO^3_{71}SO^4_{17}Cl_{12}}{(Na+K)_{84}(Ca+Mg)_{16}}H^2SiO^3_{65};\ pH=7,25;\ T^\circ_{21}.$$

Вода выхода № 3 представляет собою ту же минеральную воду, что и в выходе № 1, но, вероятно, несколько разбавленную менее минерализованными подземными водами; охлажденную, потерявшую полностью сероводород и часть кремнекислоты.

В 1957 г. из основного выхода воды с температурой 44° С была взята проба на спектральный анализ сухого остатка. В результате анализа обна-

ружены: медь — следы; стронций — сотые доли процента; алюминий — десятые доли процента; галлий, титан, германий, хром, молибден, марганец — следы и тысячные доли процента; вольфрам, железо — сотые доли процента; литий — единицы процента; уран и торий не обнаружены.

Вода основных двух выходов (№ 1 и 2) отводится по канавкам и по деревянным желобам в семь деревянных сарайчиков, в которых примитивно устроены 16 досчатых ванн для больных. Воду третьего выхода больные берут для омывания глаз, головы и очень по многу пьют при всевозможных желудочных заболеваниях. Никакого медицинского обслуживания на источнике нет. Прием ванн продолжается по усмотрению больных или нелегально врачующих невежд — бывших монастырских лам.

Источник Чулуту-Аршан является аналогом общеизвестных терм Хучжиртэ и пользуется у населения большой популярностью благодаря целебным свойствам воды (особенно при лечении ревматических и кожных заболеваний), а также расположению в красивой горно-лесной местности.

У каждого выхода минеральной воды устроен (сложен) в виде конуса священный знак из круглых бревен (жердей). Они украшены дарами вылечившихся больных. Среди них можно было видеть всевозможные кости животных, олицетворяющие излеченные части человеческого организма. Здесь же стояли деревянные костыли и палки, оставленные больными, как ненужные, после излечения; лежали монеты, бумажные кредитки, много цветных полосок материи, развеваемых ветром, который якобы уносит молитвенные благодарности больных, написанные на этих матерчатых полосах.

Прежде всего необходимо детально изучить физико-химические свойства воды источника. Условия каптажа и строительных работ для развития курорта или дома отдыха здесь исключительно благоприятные.

42. Шиберту-Аршан. Источник находится в 20 *км* к северо-северо-востоку от г. Цэцэрлэг. Абсолютная высота места выхода аршана около 1650 *м*; впервые описан В. Н. Поповым в 1946 г.

Источник расположен среди северо-восточных отрогов хр. Хангай, в долине р. Шиберту-Гол — правого притока р. Хойту-Тамир-Гол, которая течет здесь в восточном направлении и впадает слева в Орхон. Ширина Шиберту-Гола колеблется от 2—3 до 8 *м* при глубине 0,10—0,15 *м*. Дно реки галечниково-валунное. Вода прозрачная, температура воды 22° С. Формула химического состава воды Шиберту-Гола, отобранной 13/VIII 1946 г., несколько выше выхода терм при температуре воздуха 25° С, следующая:

$$M_{0,121}\,\frac{(HCO^{3}_{80}+CO^{3}_{10})_{90}\,SO^{4}_{6}Cl_{4}}{(Ca+Mg)_{82}\,(Na+K)_{17}}\,H^{2}SiO^{3}_{26};\ pH=8{,}45;\ T^{\circ}_{22}.$$

Долина Шиберту-Гола несоразмерно с водотоком реки широкая — около 400 *м*, хорошо разработанная; в приустьевой части ширина ее увеличивается до 800—1000 *м*. Пойма сухая, местами кочковатая, безлесная; приподнята над уровнем реки на 0,4—0,7 *м*. На правом берегу местами плохо выражена в рельефе первая надпойменная терраса высотой около 4 *м*. Склоны долины пологие; возвышаются над поймой реки на 300—350 *м*.

В окрестностях источника распространены преимущественно породы песчаниково-сланцевой толщи среднего палеозоя (рис. 52). Во многих местах они прорваны герцинскими гранитоидными интрузиями, а на отдельных участках также и более молодыми, вероятно, мезозойскими.

Песчаниково-сланцевая толща представлена темно-серыми мелкозернистыми метаморфическими песчаниками и сланцами. В 5 *км* ниже источника в левом склоне долины по контакту с гранитами они превращены в серочерные роговики, а в 4—5 *км* от источника вверх по долине — в голубовато-серые роговиково-кремнистые породы.

Герцинские (?) граниты, рвущие эту толщу, хорошо прослеживаются по верхней части правого склона долины. Представлены они серыми

биотитовыми, преимущественно средне- и крупнозернистыми, часто порфировидными разностями. Кое-где в них встречаются небольших размеров мелкозернистые, темно-серые и почти черные биотитово-слюдяные ксенолиты.

Условно мезозойские граниты хорошо прослеживаются по левому склону долины. Они рвут в виде даек осадочно-метаморфическую толщу среднего палеозоя и герцинские граниты; отдельные небольшие выходы их наблюдались среди герцинских гранитов также и на правом склоне долины. Это лейкократовые граниты; они резко отличаются от герцинских розоватой окраской полевых шпатов.

Вдоль подножий склонов долины, особенно правого, широко распространены высыпки и отдельные выходы жильных пород и даек: аплитов, плагиоаплитов, известково-щелочных сиенитов, кварцевых порфиров и кварца. Аплиты и другие жильные разности прорезают песчаниково-сланцевую толщу среднего палеозоя и герцинские граниты. На левом склоне долины простирания жил, рвущих песчаниково-сланцевую толщу, колеблются от 0° до северо-восточного 35°. Многочисленные жилы молочно-белого кварца мощностью до 0,2 *м*, прорезающие роговиково-кремнистые породы к югу от источника, имеют северо-западное простирание 310°. В правом борту долины, примерно в 5 *км* к югу от источника, встречен выход, вероятно, пластовой залежи порфиритового туфа (?).

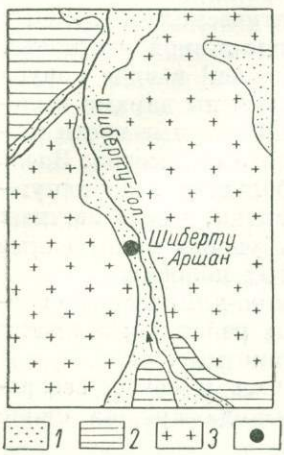


Рис. 52. Район источника Шиберту-Аршан (сост. В. Н. Попов).

1 — четвертичные образования (Q); *2* — средний (?) палеозой (Pz_2) — песчаниково-сланцевая толща; *3* — граниты герцинские (?) и мезозойские (?), нерасчлененные γ_{2+3}; *4* — минеральный источник.

Герцинские и мезозойские граниты, а также жильные разности сильно трещиноватые. Граниты обладают катакластической структурой. На правом склоне долины в герцинских гранитах хорошо выражены трещины двух систем: северо-западного простирания 310°, падение на северо-восток под углом 65° и северо-восточного простирания 65°, падение на северо-запад под углом 80°. Одна из трещин северо-восточного простирания шириной 0,5 *м* заполнена тектонической брекчией из перетертых гранитов. Лейкократовые граниты на левом склоне долины разбиты трещинами преимущественно двух направлений: меридионального и почти широтного (северо-западного 280°) с падением, близким к вертикальному.

Наибольшая трещиноватость наблюдается в зоне роговиково-кремнистых пород и жильных разностей. Здесь преобладают трещины с простираниями от северо-восточного 25° до северо-западного 345° с падением на юго-восток и северо-запад; часто встречаются простирания, близкие к меридиональному, с падением на восток под углом 70—80°, а также трещины почти широтного направления с крутым, часто вертикальным падением. Роговиково-кремнистые голубовато-серые породы, выходы которых тянутся по самому подножью правого склона долины, разбиты более густой сеткой трещин разного направления, среди которых отмечены открытые трещины северо-восточного простирания (60°), с падением на юго-восток под углом 50°. Эти же породы во многих местах давленные, пронизанные жилами и прожилками кварца, т. е. с явными следами значительных тектонических нарушений.

Описываемый район пережил несколько тектономагматических фаз. Главнейшие передвижки земной коры происходили по глубоким разломам с направлением, близким к меридиональному и широтному. Эти разломы, несомненно, сопровождались второстепенными — поперечными трещинами. Формирование долины Шиберту-Гола, вероятно, связано с тектоническими движениями почти меридионального направления.

Поскольку район задернован и залесен, а выход минеральной воды приурочен к осевой части широкой речной поймы, не удалось уточнить характер тектонической зоны, выводящей напорную минеральную воду. Вероятнее всего Шиберту-Аршан приурочен к сопряжению тектонических зон двух направлений: меридионального и северо-восточного. Он находится на левобережной пойме в 14 *км* от устья реки, в самом узком месте долины. Здесь имеются два выхода минеральной воды: северо-восточный (основной) и юго-западный.

Основной выход с более высокими температурой и дебитом воды расположен в 8 *м* от русла реки; имеет форму блюдцеобразного углубления в песчано-галечниковых речных отложениях. Диаметр этого углубления около 2 *м* и максимальная глубина 0,3 *м*. Вода выбивается на поверхность земли под напором, вследствие чего выносимый мелкозернистый песок как бы «кипит» на дне углубления. В двух местах почти беспрерывно выделяются в виде цепочки мелкие пузырьки газа. Дебит газа, поступавшего в мерный сосуд через стеклянную воронку диаметром 138 *мм*, около 0,00086 $м^3/ч$. Дебит воды, замеренный 13/VIII 1946 г. после проливного ночного дождя, 0,8 *л/сек*. Температура воды 63° С при температуре воздуха 25° С. Радиоактивность воды (радона) — 1,8 ед. Махе. Формула химического состава воды Шиберту-Аршана:

$$H^2S_{3,6};\ M_{0,4}\frac{(CO^3_{27}+HCO^3_{20})_{47}SO^4_{42}Cl_{11}}{(Na+K)_{89}Ca_7Mg_4}H^2SiO^3_{113,9};\ pH>8,65;\ T^\circ_{63,0}.$$

Второй выход термальной воды находится в 15 *м* к юго-западу (250°) от первого и по форме почти ничем от него не отличается. Дебит его незначительный — 0,1—0,2 *л/сек*. Газирование в этом гифоне также намного слабее, чем в первом. Температура воды, замеренная сразу после ее откачки, 54° С, а до откачки и после наполнения углубления водой не превышала 48° С.

Вода в обоих выходах прозрачная, с небольшим запахом сероводорода, не опалесцирует. Размер пузырьков газа 0,5—1,0 *см*. Оба выхода воды образуют небольшие ручейки, сливающиеся ниже основного выхода в один, который течет в р. Шиберту-Гол. Сектор поймы шириной у источников около 50 *м* вытянут вниз по долине реки на 200 *м*, заболочен. По-видимому, это зона разгрузки (растекания) термальных вод после выхода их из тектонической зоны коренных пород в четвертичные образования речной долины.

В 1957 г. из выхода с температурой 60° С была отобрана проба воды на спектральный анализ сухого остатка. Результаты следующие: медь — сотые доли процента; серебро — следы; стронций — сотые доли процента; алюминий — десятые доли процента; галлий, титан, германий — следы; хром, вольфрам, марганец — сотые доли процента; молибден, железо — следы; литий — несколько процентов; уран и торий — не обнаружены.

По химическому составу вода Шиберту-Аршана занимает промежуточное положение между термами типа Худжиртэ и термами типа Хульджи-Аршан. От первых Шиберту-Аршан отличается несколько большим содержанием сульфат-иона, что приближает его к сульфатным термам типа Хульджи-Аршан.

Источник очень популярен среди населения, водой источника лечат ревматические и кожные заболевания. Кроме того, вероятно, такая же вода отдельных холодных выходов среди описанной выше заболоченности используется для лечения всевозможных желудочных заболеваний (прием внутрь), а также болезней головы и глаз (омывание). Лечение происходило без медицинского надзора, но, по нашим наблюдениям, на источнике все время находился врачующий человек, вероятно, из бывших лам (монахов).

Выходы термальной воды никак не оборудованы, и вода из них по желобкам, сделанным в грунте, самотеком направляется к деревянным

сарайчикам с «ваннами», из которых стекает в виде описанных выше ручейков. Сарайчики сделаны из кругляков, без окон, с плоской крышей; полов не имеют; их размеры 3,35 × 3,35 *м*, высота 1,4 *м*. «Ванны» представляют собою дощатый ящик размером 1,6 × 1,1 *м*; столб воды в них около 0,5 *м*. Рядом с источниками имеется священное обо, сделанное из множества деревянных жердей, установленных в виде конуса и увешанных всевозможными дарами излечившихся больных. Источник, несомненно, заслуживает детального изучения.

43. Убур-Джиргаланту-Аршан. Первые сведения об источнике опубликованы В. А. Смирновым [186], который называет его «источник Мишик-Гун» (по его расположению в 50 *км* к северо-востоку от монастыря Мишик-Гун), у подножия невысокой горы вблизи монастыря Дэпсэн хурэ (рис. 53). Анализ воды был произведен на второй день после ее взятия в конце сентября 1927 г. Формула химического состава воды следующая:

$$H_2S_{17};\ M_{0,6}\ \frac{HCO^3_{73}SO^4_{23}Cl_4}{(Na+K)_{58}Mg_{26}Ca_{15}}\ H^2SiO^3_{16,8};\ T^\circ_{35}.$$



Рис. 53. Схема расположения источника Мишик-Гун № 43 (по В. А. Смирнову).

В 1925 г. Тухум-Аурскую впадину посетили Б. Б. Полынов и И. М. Крашенинников [152]. По данным этих исследователей (об источнике они ничего не упоминают), первая надпойменная терраса протекающей здесь р. Убур-Джиргаланту сложена нижнеджиргалантинской свитой (известняки, сланцеватые глины, углистые сланцы и песчаники). В строении второй террасы принимает участие верхнеджиргалантинская свита, состоящая из мощной толщи конгломератов (до 50 *м*), песчаников и сланцеватых песчанистых глин. В песчаниках были собраны органические остатки, относящиеся, по определению И. П. Хоменко [222], к неогену.

В 1931 г. на источнике побывал Д. Д. Теннер. Он пишет, что аршан находится на левом берегу р. Убур-Джиргаланту, вблизи кумирни Дольче-Геген (вероятно, более правильное название этого монастыря Дэпсэн хурэ, которое приводится в описании В. А. Смирнова, так как монастырь Дэпсегиин показан на топографической карте в 55 *км* севернее монастыря Мишигыйн хурэ — *В. П.*).

По Д. Д. Теннеру, небольшой серный источник с температурой 35° С, связанный, по-видимому, с песчаниками террасы Убур-Джиргаланту и приуроченный к тектонической зоне, находится в северной части котловины Тухум-Нур (в 200 *км* к юго-западу от Улан-Батора, у дороги Улан-Батор — Арбай-Хэрэ — *В. П.*). Окружающие котловину горы сложены кварцитами и метаморфическими сланцами, прорванными гранитами. Источник используется для лечебных целей как курорт самообслуживания.

Выход минеральной воды, вероятнее всего, приурочен к песчаникам первой надпойменной террасы, которые условно относятся к отложениям нижнего мела. Окружающие же котловину Тухум-Нур метаморфические породы, по-видимому, являются среднепалеозойскими и прорываются гранитоидами герцинской интрузии. Источник заслуживает в первую очередь детальных физико-химических исследований.

44. Иуругин-Халун-Аршан (синонимы: Иринский источник; Ара-Ичильхе). Источник расположен на северо-западном склоне Хэнтэйского хребта, в 150 *км* к северу, северо-востоку от Улан-Батора в труднодоступной горно-таежной местности. Абсолютная высота места выхода аршана около 1030 *м*.

Впервые источник описал П. С. Михно [124], который посетил его 10—25 июня 1901 г. По его данным, р. Ара-Ичильхэ, на левом берегу которой расположен источник, имела ширину 21 *м*, глубину от 0,7 до 2 *м* и более (в период дождей; из 15 дней только 5 были без дождя). Русло реки каменистое; размер валунов до 2 $м^3$. Выходы термальной воды приурочены к трещинам гранита. Самый большой выход воды — ручей шириной 1,4 *м* и глубиной 0,5—1,0 *м* — находился в южной части ванного здания. Температура воды в десяти «ваннах» колебалась от 35,8° до 42,5° С. Во время дождей температура воды падала и вода мутнела. Через два дня после дождя вода осветлялась и приобретала прежнюю температуру. П. С. Михно упоминает о двух ключах с холодной водой, расположенных в 400 *м* от источника в полугоре, воду которых также использовали как лечебную. В 1906 г. термальный источник посетил В. Ф. Новицкий, который отметил, что источник серный с температурой воды 42,7° С.

В 1914 г. на источнике побывал геолог М. А. Усов [217]. По его данным, на этом участке долины происходит еще размывание в глубину; поэтому горячая вода почти сразу вытекает из твердого гранита. Трещины, по которым выходят термы, как будто маломощны, неправильны и ничем не отличаются от многих других мелких дизъюнктивных трещин, встреченных в Ичильхинском гранитном массиве. Вода источника чистая, прозрачная, слабо отдает сероводородом и жирна на ощупь; температура ее в одной из ванн 43° С.

Бархинскую и грауваккову формации, слагающие Хэнтэйскую горную страну, а также интрузивные тела гранито-диоритов, внедрившиеся в эти формации, Усов относит к докембрию. В настоящее время большинство геологов ставит под сомнение отнесение упомянутых формаций и интрузий к докембрийскому возрасту. Мы целиком разделяем их точку зрения и вносим соответствующие поправки в геологическую карту Усова (см. рис. 29).

В 1932 г. В. А. Смирнов [186] опубликовал результат химического анализа воды этого же источника, краткое его описание, а также схему расположения выходов воды, полученные им от С. А. Кондратьева; последним в 1927 г. была отобрана проба воды из наиболее горячего (из пяти) выхода с температурой от 35,7° до 42,5° С. Формула химического состава воды Иуругин-Халун-Аршана:

$$(H_2S);\ M_{0,279}\frac{CO^3_{63}SO^4_{22}Cl_{14}}{(Na+K)_{95}Ca_4}H^2SiO^3_{80,7};\ [H_3BO_3];\ T^\circ_{42,5}.$$

В 1946 г. район источника обследовал В. Н. Попов, по данным которого природные условия этого участка следующие (рис. 54). Источник расположен у уреза воды на левом берегу р. Ара-Ичильхэ — левого истока Иуру-Гол (Иро), примерно в 12 *км* от места слияния с правым истоком той же реки — р. Шарлунг. Ширина реки 19/VII 1946 г. до начала летних дождей 20—23 *м*, глубина 0,15—0,30 *м*. Русло галечниково-валунное, а у источников — гранитное. Средний диаметр валунов 0,1—0,2 и до 0,5 *м*.

Левобережная пойма приподнята на 1,5—2 *м* над уровнем воды и заливается только в катастрофические летние паводки. Здесь расположены два деревянных утепленных общежития для больных, приезжающих на источник только зимой. На этом же берегу довольно отчетливо выражена в рельефе первая надпойменная терраса высотой около 3 *м*. Здесь долина реки образует серпообразное расширение до 150 *м* и длиной около 500 *м*. В глубь склона долины первая надпойменная терраса переходит в террасовидный склон, на котором расположено еще несколько зданий (см. рис. 54).

У места выхода источника долина Ара-Ичильхэ сравнительно узкая, с крутым правым и более пологим левым склонами, покрытыми густым, преимущественно лиственичным лесом. Водораздельные вершины в ее

бортах возвышаются над дном долины до 500—600 *м*. Долина Ара-Ичильхэ расчленила сильно дислоцированные и метаморфизованные хлоритовые сланцы, гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы и на значительную глубину врезалась в серые биотитовые граниты и гранодиориты, прорывающие перечисленные выше породы. Граниты и гранодиориты в свою очередь прорваны жилами пегматоидов.

Гнейсы и гранито-гнейсы М. А. Усов [216, 217] считает верхней зоной гранодиоритовых батолитов. Мы предполагаем, что большая часть этих пород представляет собою осадочные породы среднего палеозоя, сильно измененные герцинскими гранодиоритовыми интрузиями. Возможно, что часть сильно метаморфизованных пород (гнейсы, гранито-гнейсы и др.) более древние — нижнепалеозойские и докембрийские.

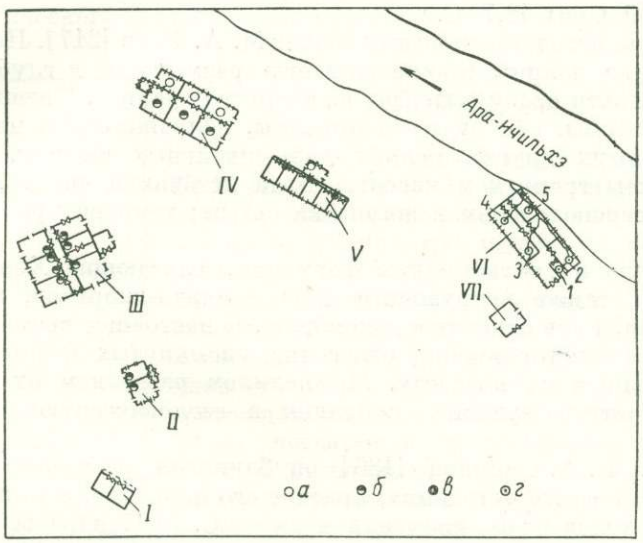


Рис. 54. Схема расположения источника Иро-Аршан, или Иуругин-Аршан (сост. В. Н. Попов, VII—1946 г.).

I — склад; *II* — дом для врача; *III*, *IV*, *V* — дома для больных; *VI* — ванное здание; *VII* — бывшая кумирня; *а* — плиты; *б* — плиты с обогревателем; *в* — печи, *г* — выходы термальной воды и их номера.

Минеральная вода вытекает непосредственно из гранодиоритов. Бассейн № 3 представляет собою небольшое углубление в гранодиоритах — светло-серых, крупнозернистых, катаклазированных, разбитых мелкими дизъюнктивными трещинами различных направлений. Наиболее хорошо выражены трещины простирания: северо-западного 285°, падение под углом 90°, меридионального, падение на запад под углом 85° или 90°, северо-восточного 20°, падение под углом 90°.

Больших трещин не отмечено. По мелким трещинам движется слабо газирующая термальная вода. Более крупные пузырьки газа выделяются из воды, поступающей по трещинам северо-восточного простирания. Интересно, что светлый полевой шпат на плоскостях дизъюнктивных трещин с выходами термальной газирующей воды обычно розовеет.

В русле р. Ара-Ичильхэ, против ванного здания, вскрываются те же светло-серые крупнозернистые гранодиориты, разбитые мелкими дизъюнктивными трещинами разных направлений. Наиболее хорошо выражены трещины северо-восточного простирания 30—40°, падение на юго-восток под углом 45° или 90°. Много трещин северо-восточного простирания 20°, падение на северо-запад под углом 70°; с простиранием 270—285°, падением на север

или северо-восток под углом 85—90°. К сопряжению трещин северо-восточного простирания 30—40° и трещин простирания 270—285° приурочены выходы горячей воды, поступающей непосредственно в реку. Трещины широтного направления кое-где заполнены прожилками кварца, который не прослеживается за пересекающими их трещинами северо-восточного направления. Возможно, последние являются более поздними; по ним произошли разрыв и перемещение ранее внедрившихся кварцевых прожилков. По некоторым из перечисленных трещин гранодиориты перетерты или давленные. Общая ширина полоски перетертых пород обычно не превышает 2—20 *см*.

Те же сильно трещиноватые гранодиориты у подножья правого склона долины прорезаются несколькими жилами пегматита с мелкими вкраплениями какого-то темного рудного минерала. Простирание жил северо-восточное 45—60°, падение на юго-восток под углом 28°.

Выше по тому же правому склону, примерно на высоте 150—200 *м* над дном реки, обнажаются светло-серые мелкозернистые биотитовые граниты, из которых вытекает небольшой пресный родник. Контакт между гранитами и гранодиоритами закрыт делювием.

Катаклаз и трещиноватость пород, а также наблюдения над выходами минеральной воды из гранодиоритов подтверждают общее положение М. А. Усова о том, что выходы термальной воды связаны с дизъюнктивными трещинами в земной коре.

Нам представляется, что мелкие трещины в гранодиоритах, из которых сочится газирующая термальная вода, являются не главными, а второстепенными трещинами. Наблюдая их, Усов сделал неправильный вывод о том, что дизъюнктивные дислокации, обусловившие появление терм, не сопровождались крупными перемещениями блоков земной коры. Вероятнее всего, главный выход термальных вод приурочен к сопряжению двух основных тектонических зон северо-восточного и широтного направлений, которое закрыто речными отложениями левого берега реки. Для каптажных работ первые горные выработки необходимо заложить на левом берегу реки для снятия небольшого слоя (3—4 *м*) аллювиальных образований, чтобы вскрыть основной выход термальной воды из гранитов. Только после этого определится характер и объем первоочередных выработок.

Все пять выходов термальной воды (18—20/VII 1946 г.), исключая небольшие струйки терм, вытекающие в русле реки, были сосредоточены на небольшом участке, находящемся в ванном здании. Вода во всех выходах прозрачная, бесцветная, со слабым запахом сероводорода, довольно интенсивно газирует; на вкус неприятная, на ощупь шелковистая, не опалесцирует. При выходе газирующая вода оставляет на гранодиоритах небольшой белесоватый налет кремнистых образований. Судя по суммарному дебиту двух бассейнов (№ 1 и 2), который равен 2,7 *л/сек*, и по небольшому притоку в остальные бассейны, суммарный дебит всех выходов (без расчистки и каптажа) едва ли превысит 3 *л/сек*.

Температура воды на дне бассейнов, замеренная 16/VII 1946 г. при температуре воздуха 25° С, была: в бассейне № 1 — 42,8° С; № 2 — 43,0° С; № 3 — 42,0° С; № 4 — 38,8° С; № 5 — 40,6° С. Из бассейна № 2 отобрана проба воды на химический анализ; радиоактивность воды (радон) $\approx$ 21 ед. Махе ($\approx$ 76,45 эмана). Формула химического состава воды:

$$H^2S_{5,0};\ M_{0,28}\ \frac{(CO^3_{43}+HCO^3_{11})_{54}\ SO^4_{29}\ Cl_{17}}{(Na+K)_{95}\ Ca_5}\ H^2SiO^3_{79,3};\ pH > 8{,}45;\ T^\circ_{43,4}.$$

Данные нашего анализа и произведенного В. А. Смирновым 20 лет назад, а также данные о температуре воды за прошедшие 45 лет, т. е. со времени замера П. С. Михно в 1901 г., говорят об устойчивости температуры и химического состава воды этого источника.

Формула химического состава воды р. Ара-Ичильхэ при температуре воды 19,5° С (18/VII 1946 г.), следующая:

$$M_{0,055}\,\frac{HCO^{3}_{76}SO^{4}_{13}Cl_{11}}{Ca_{44}(Na+K)_{35}Mg_{19}}\,H^{2}SiO^{3}_{16,9}\,(Fe^{\cdot\cdot}+Fe^{\cdot\cdot\cdot})_{0,45};\quad pH=7{,}2;\quad T^{\circ}_{19,5}.$$

Формула химического состава пресного родника из гранитов:

$$CO^{2}_{11,0};\quad M_{0,064}\,\frac{HCO^{3}_{83}SO^{4}_{8}Cl_{8}}{(Ca+Mg)_{69}(Na+K)_{25}Fe^{\cdot\cdot}_{6}};\quad H^{2}SiO^{3}_{32,5};\quad pH\approx 6{,}7;\quad T^{\circ}_{2,5}.$$

Термальные воды имеют тот же химический состав, что и поверхностные (атмосферные) воды, но отличаются от них несколько большей общей минерализацией, высокой температурой, резким преобладанием в анионном составе иона натрия по сравнению с ионом кальция и небольшим содержанием сероводорода.

Иуругин-Халун-Аршан по химическому составу и происхождению является полным аналогом терм типа Хучжиртэ и его аналогов на территории СССР. Пользуется он широкой известностью с давних времен, хотя и расположен в труднодоступной в летний период горно-таежной местности. В 1932—1933 гг. Министерство здравоохранения МНР предприняло попытку организовать здесь курорт: были построены деревянные здания для приезжающих больных и ряд других вспомогательных помещений (см. рис. 54). Однако на этом организация курорта остановилась. Ванное здание находится по сравнению с другими сооружениями в очень плохом состоянии; можно предполагать, что оно выстроено значительно раньше и, вероятно, уже было, когда источник посетил П. С. Михно.

Лечение на источниках происходит без медицинского надзора с середины декабря и до середины марта. В это время устанавливается санный путь и проезд по льду рек Иро и Ара-Ичильхэ. За это время на источниках бывает до 300—400 человек. Лечат главным образом ревматические и кожные заболевания, но нередки случаи лечения противопоказанных болезней (туберкулез и др.). Курс лечения обычно продолжается около трех недель. Больные принимают ванны ежедневно по 4—5 раз. Продолжительность принятия ванны устанавливается самими больными.

Поскольку целебные свойства Иуругин-Халун-Аршана проверены народом на протяжении многих десятилетий и природные условия источника хорошие, на его базе следует создать санаторий. Для этого имеются также и другие предпосылки: наличие жилого фонда, благоприятные условия для устройства недорогого каптажа, а также близость железной дороги и столицы страны Улан-Батора.

В заключение охарактеризуем расположение и состояние отдельных выходов минеральной воды в ванном здании в момент нашего посещения летом 1946 г. (см. рис. 54). Ванное здание полуразрушенное. Пройдут два-три крупных летних паводка, и ветхое ванное здание совсем развалится. В этом здании имеется пять выходов минеральной воды, расположенных в 4—5 *м* от уреза реки. Только в одном выходе № 3 вытекает газирующая минеральная вода непосредственно из мелких трещин гранодиоритов. В остальных бассейнах места выхода воды закрыты тонкопесчаным и иловатым материалом.

Бассейн № 1 имеет размеры 2 × 2 *м*, столб воды 0,3—0,33 *м*; дно — валуны, промежутки между которыми заполнены тонким песчано-илистым слюдистым материалом темно-серого и темного зеленовато-серого цвета, выносимым термальной водой. Вся поверхность воды газирует в виде мельчайших «фонтанчиков». Пузырьки газа диаметром до 0,5—4,0 *см* появляются периодически, отрываясь цепочками от дна бассейна. Из этого выхода воду употребляют только для питьевого лечения. Температура воды на дне бассейна 42,8° С при температуре воздуха 25° С (18/VII 1946 г.).

Бассейн № 2 является естественным продолжением бассейна № 1, но отделен от него деревянной стеной. Столб воды в нем 0,32—0,42 *м*. Дно такое же, как в бассейне № 1. В бассейне имеются самостоятельные выходы газирующей термальной воды. Помимо мельчайших «фонтанчиков», образуемых по всей поверхности воды, здесь насчитывается семь-восемь точек почти непрерывного выделения газа цепочками из пузырьков диаметром 0,5—1,0 *см*. Температура воды на дне бассейна 43° С. Из бассейна вода вытекает в виде ручья дебитом около 2,7 *л/сек*. Часть этой воды просачивается в сторону реки через нагромождения валунов, а часть стекает в бассейн № 5.

Бассейн № 3 имеет размеры 2 × 2 *м*; столб воды 0,3 *м*; дно и стенки неровные, выдолбленные в гранодиорите; они разбиты мелкими дизъюнктивными трещинами различных направлений. Наиболее хорошо выражены трещинами простирания: северо-западного 265°, с падением под углом 90°, меридионального с падением на запад под углом 85—90° и северо-западного 20° с падением под углом 90°.

Больших и открытых трещин нет. Пузырьки газа диаметром до 0,5—1,0 *см* выделяются по трещинам северо-восточного направления. На стенках этих же трещин наблюдался небольшой голубовато-белесоватый налет. На значительную газонасыщенность воды указывает тот факт, что тело человека при погружении в эту воду сразу же сплошь покрывается мельчайшими пузырьками газа. Приток воды в бассейн очень небольшой, замерить его не удалось. Вода из бассейна стекает в бассейн № 5. Температура воды на дне бассейна (после откачки) 42° С.

Бассейн № 4 имеет размеры 2 × 3 *м*; столб воды 0,4—0,5 *м*, дно — валунное, заиленное. Газирование менее интенсивное, чем в остальных бассейнах. Приток воды очень небольшой. Температура воды на дне бассейна 38,8° С. Вода из бассейна стекает в сторону северного угла ванного здания, т. е. почти перпендикулярно к реке.

Бассейн № 5 имеет размер 2,5 × 2,5 *м*, столб воды около 0,3 *м*, дно — валунное, сильно заиленное. Температура воды на дне бассейна 40,6° С. В него стекает часть воды из бассейнов № 2 и 3.

45. Юстэ-Аршан. По сведениям М. А. Усова [217], сероводородный источник находится в центральной части хр. Хэнтэй в очень труднодоступной горной тайге. Он расположен в приустьевой части речек Толой и Айни — притоков р. Юстэ (Юсутай), которая является одной из составляющих р. Хунгин-Гол, впадающей слева в р. Иуру-Гол (см. рис. 29). Температура воды 35° С; других сведений М. А. Усов не приводит. По-видимому, источник по своему химическому составу близок к источнику Иуругин-Халун-Аршан.

46. Халуный-Усу-Аршан. Источник находится на территории Биндурья сомона Хэнтэйского аймака. Абсолютная высота места выхода аршана около 1450 *м*. Он расположен в верховье долины Онона в труднодоступной горно-таежной местности.

Первые сведения об источнике появились в 1865 г. в работе Я. П. Шишмарева [231], который нанес источник на маршрутную карту, приложенную к его работе. В 1914 г. источник посетил М. А. Усов [217]. В 1935 г. краткие общие сведения об источнике, заимствованные из материалов других исследователей, помещены в статье С. Ю. Беленького и П. Г. Чунтомова [14]. В 1944 и 1945 гг. район источника обследовали геологи К. Д. Помазков, Н. И. Хомизури и техники А. С. Козловский и И. А. Иванов. Материалы перечисленных исследователей (наиболее полные материалы К. Д. Помазкова и Н. И. Хомизури) вместе с дополнительно собранными опросными сведениями использованы нами для описания этого интересного источника.

Источник расположен в 195 *км* (по прямой) к северо-востоку от Улан-Батора и в 220 *км* к северо-западу от Ундэр-Хана. Ближайший постоянный населенный пункт Биндурья (бывший монастырь Ламаин хурэ) находится в 100 *км* к юго-востоку от источника в долине р. Хураху-Гол — правого притока Онона.

Онон у места выхода минеральной воды имеет ширину 15—20 *м* и глубину в меженный период 0,10—0,15 *м*. Редко заливаемая пойма реки возвышается над меженным ее уровнем на 1—2 *м*. Ширина левобережной сухой поймы 100—120 *м*; покрыта она луговой растительностью. Правобережная пойма значительно шире (около 800—900 *м*) и в отличие от левобережной сильно заболочена и покрыта густым кустарником карликовой березы, что, вероятно, связано с развитой здесь многолетнемерзлых пород, которые на левобережье расплавлены термальными водами. Абсолютная высота поймы реки около 1450 *м*.

В левом борту долины хорошо выражена в рельефе первая надпойменная терраса высотой 3—4 *м*, сложенная песчано-галечниковыми породами, и вторая эрозионная терраса высотой 20—30 *м*, сложенная гранитами.

Левый борт долины представляет собою узкую гряду холмов, возвышающихся над ее дном на 30—50 *м*. Они отделяют долину Онона от соседней к северу Бага-Аршанской межгорной впадины. Северо-западным склоном этой впадины служит крутой юго-западный склон Хэнтэйского хребта с абсолютными отметками 2100—2300 *м*. Бага-Аршанская впадина вытянута в северо-восточном направлении на 8 *км*. Вблизи источников она имеет ширину около 1,5 *км*.

Правый борт долины Онона холмисто-увалистый с абсолютными отметками 1500—1600 *м*; возвышается над ее дном на 50—150 и 250 *м*, к югу он переходит в низкие и средние горы с абсолютными отметками 1600—1700 *м*.

В районе источника водораздельные хребты и их склоны покрыты сплошным лиственичным лесом, выше абсолютных отметок 1500—1600 *м* появляется кедр, который преобладает на более высоких отметках. Богатые природные условия (обилие воды и леса, подножного корма) и отсутствие населения благоприятствуют существованию здесь диких животных и птиц, мир которых богат и разнообразен.

По материалам геологов К. Д. Помазкова и Н. И. Хомизури, район источника сложен крупнозернистыми порфировидными герцинскими гранитами, обнажающимися в обоих склонах долины Онона (рис. 55). В районе развиты крупные тектонические нарушения, с которыми связано начало образования основных форм рельефа — долины Онона и межгорной впадины Бага-Аршан. Первые крупные тектонические нарушения северо-восточного направления упомянутые исследователи относят к доюрскому времени. В более позднее время, в частности в киммерийское, зоны тектонических нарушений обновлялись; происходило дальнейшее развитие долины и впадины. В древнечетвертичное время по тем же тектоническим зонам осуществлялись надвиговые и сбросовые перемещения отдельных блоков, о чем свидетельствуют крутые разломы в бортах впадины Бага-Аршан. В результате новейших тектонических движений, которые сопровождались глубокими разломами, создались благоприятные условия для формирования и проявления на дневной поверхности термальных вод.

Под названием Халуный-Усу-Аршан объединена группа выходов минеральной воды в верховье Онона, на ее левом берегу, в нескольких сотнях метров выше устья его левого притока — ручья Бага-Аршан.

М. А. Усов отметил до 30 выходов термальной воды с запахом сероводорода и с температурой от 30 до 51° С, а в небольших лунках у самого русла Онона вода выходов имела температуру до 88° С и выделялись пузырьки газа. По мнению Усова, температура 88° С ниже той температуры, с которой эта вода поступает в речные отложения. Он отмечает, что большая часть выходов воды каптирована на глубину 1,4—2,1 *м* примитивными колодцами.

По материалам К. Д. Помазкова, Н. И. Хомизури, А. С. Козловского и И. А. Иванова, выходы термальных вод тянутся вдоль русла реки вблизи уреза воды. Некоторые из них, расположенные в русле реки, во время весенних и особенно летних паводков заливаются. На протяжении около 250 *м* таких выходов отмечено 31 (см. рис. 55). Они представляют собою неглу-

бокие колодцы-ванны в песке с галькой, стенки которых закреплены досками. Над 26 колодцами устроены 22 деревянных сарайчика с плоскими крышами, без окон; многие из них находятся в очень плохом состоянии.

Уровень воды в колодцах-ваннах 19/IX 1945 г. находился на глубине 0,10—0,90 *м*, столб воды колебался от 0,08 до 1,75 *м*. Температура воды была 21—70° С при температуре воздуха 15° С. Во всех выходах отмечался запах сероводорода, хотя вода газировала только в колодцах 8, 10. Наиболее резкий запах сероводорода отмечен в колодцах 6, 10 и 15. Суммарный дебит всех выходов воды более 10 *л/сек*.

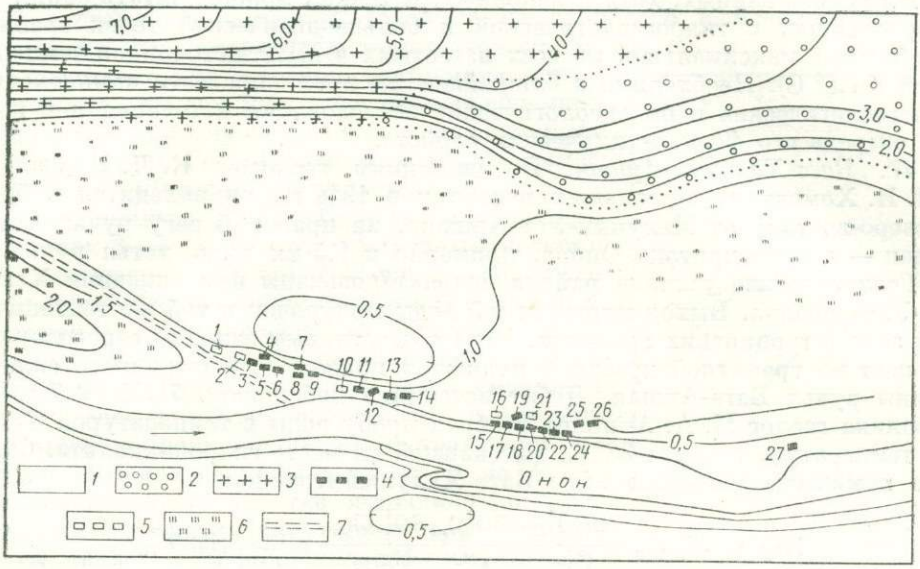


Рис. 55. Схематический план источника Халуный-Усу-Аршан (сост. А. С. Козловский, 1944 г.).

1 — песчано-галечниковые отложения поймы реки; *2* — песчано-галечниковые отложения первой надпойменной террасы; *3* — граниты герцинские; *4* — деревянные постройки (с колодцами-ваннами) над выходами термальных вод; *5* — колодцы-ванны без построек; *6* — участки луговой растительности; *7* — сухая протока.

На участке выходов минеральной воды почва имеет повышенную температуру. Местами она покрыта зарослями теплолюбивых растений; встречаются тонкие корки белых солей, вскипающих при действии HCl.

Из колодца № 2 И. А. Ивановым 19/IX 1945 г. отобрана проба воды на химический анализ, который произведен 30/X 1945 г. Температура воды 70° С при температуре воздуха 15° С. Формула химического состава воды

$$[H_2S];\ M_{0,308}\ \frac{(HCO^3_{37}+CO^3_{30})_{67}\ NO^3_{17}SO^4_8Cl_8}{(Na+K)_{86}\ Ca_{10}Mg_3}\ H^2SiO^3_{>93,6};\ pH>8,45;\ T^\circ_{70}.$$

На источниках 8/IX 1947 г. побывал геолог М. А. Анпилов. Он отобрал пробу воды из неизвестного выхода с температурой 91,5° С при температуре воздуха 21° С. Формула химического состава воды следующая:

$$[H_2S];\ M_{0,179}\ \frac{(HCO^3_{37}+CO^3_{34})_{71}\ SO^4_{15}Cl_{15}}{(Na+K)_{82}\ (Ca+Mg)_{17}}\ pH>8,45;\ T^\circ_{91,5}.$$

По результатам анализа 1947 г. вода отличается значительно меньшей общей минерализацией и полным отсутствием азотной кислоты, в то время как в пробе 1945 г. она определена в 30 *мг/л* при отсутствии NO_2. Резкое расхождение данных анализов по содержанию в воде азотной

кислоты трудно объяснить без проведения повторного, более тщательного и более полного анализа воды. В случае подтверждения наличия в воде азотной кислоты источник будет являться особенным в системе известных в МНР минеральных вод.

Воды Халуный-Усу-Аршана относятся, если не учитывать азотную кислоту, к термам и типа Хучжиртэ и Иуругин-Халун-Аршана. Источник пользуется большой популярностью не только у местного населения, но и далеко за пределами Хэнтэйского аймака. В зимний период сюда приезжают на лечение, особенно ревматических заболеваний, больные из очень отдаленных районов страны.

На основе данных, хотя и неполных, источник можно считать одним из интереснейших с гидрогеологической и бальнеологической точек зрения. Он обладает максимальной из всех известных в МНР источников температурой (91,5° С). Необходимо в ближайшее же время провести комплексные гидрогеологические и бальнеологические исследования источника и в первую очередь его физико-химических свойств.

47. Бага-Халуный-Аршан. По сведениям геологов К. Д. Помазкова и Н. И. Хомизури, посетивших источник в 1944 г., он находится в 5 *км* к северо-востоку от Халуный-Усу-Аршана, на правом берегу ручья Бага-Аршан — левого притока Онона, примерно в 1,5 *км* выше устья ручья.

Геологические условия района охарактеризованы при описании Халуный-Усу-Аршана. Выход минеральной воды приурочен к той же тектонической зоне в герцинских гранитах. Вода с отчетливым запахом сероводорода вытекает из гранитной дресвы у подножья правого террасовидного склона долины ручья Бага-Аршан. Дебит источника небольшой. 7/IX 1947 г. из источника геолог М. А. Анпилов отобрал пробу воды с температурой 73° С при температуре воздуха 23° С, вытекавшей на месте гидролакколита. Формула химического состава воды Бага-Халуный-Аршана:

$$[H_2S];\ M_{0,152}\frac{(HCO^3_{41}+CO^3_{38})_{79}\,SO^4_{11}Cl_{10}}{(Na+K)_{81}\,(Ca+Mg)_{19}}\ pH>8{,}45;\ T^\circ_{73}.$$

Бага-Халуный-Аршан является аналогом Халуный-Усу-Аршана и относится к термам типа Хучжиртэ. Источник не оборудован и населением не используется.

б) Группа сульфатно-натриевых терм

48. Хульджи-Аршан (на топографической карте он назван Хунтуин-Халун-Усу). Источник находится в 350 *км* к западу, северо-западу от Улан-Батора, на территории Булганского аймака, в 2 *км* к западу, юго-западу от административного центра Могот сомон. Абсолютная высота места выхода аршана около 1450 *м*.

Впервые источник описал химик В. А. Смирнов [186]. По В. А. Смирнову, вода вытекает из болота в долине между хребтами, имеющими протяжение с севера на юг с вершинами, достигающими высоты 2040 *м*. Над местом выхода источника построен небольшой деревянный сруб (2 × 2,5 *м*), наполненный теплой водой с сильным запахом сероводорода, который по временам выделяется в различных местах крупными пузырями. Вода заметно опалесцирует и имеет температуру 35,9° С при температуре воздуха 6,2° С (25/IX 1927 г.)... Газы выделяются не только из воды в болоте, но и на некоторых возвышенных и сухих участках, где ощущается временами сильнейший запах сероводорода... Хульджи-Аршан представляет большой интерес в бальнеологическом и других отношениях ввиду содержания сероводорода и значительных следов борной кислоты. Формула химического состава воды, по В. А. Смирнову:

$$H^2S_{6,3};\ M_{0,84}\frac{SO^4_{65}CO^3_{22}Cl_{13}}{Na_{80}Ca_{20}}\ H^2SiO^3_{78,3};\ T^\circ_{35,9}.$$

Геолог Ф. К. Шипулин 27/IX 1941 г. отобрал пробу воды и определил дебит источника 43,2 *м*³/*сутки*. Формула химического состава воды Хульджи-Аршан, по Ф. К. Шипулину:

$$CO^{2}_{0,0015};\ M_{0,183}\ \frac{SO^{4}_{82}Cl_{14}HCO^{3}_{4}}{(Na+K)_{73}(Ca+Mg)_{27}}\ T^{\circ}_{34}.$$

Анализ воды производился спустя много времени после ее взятия. Вероятно, этим объясняется отсутствие в ней сероводорода и наличие свободной CO_2.

По Ф. К. Шипулину, в районе источника за пределами котловины, в которой он расположен, распространены осадочные породы нерасчлененной песчаниково-конгломератовой свиты пермского и юрского возраста. Описывая конгломератовую толщу этой свиты, он указывает, что в районе источника встречаются породы, целиком состоящие из обломков эффузивов и потому сильно напоминающие щебневатые туфы. Геологического строения самой котловины Шипулин не касается.

По данным В. Н. Попова, посетившего источник 3—4/IX 1946 г., природные условия его следующие (рис. 56). Источник расположен в большой бессточной плоскодонной межгорной котловине, находящейся на правом берегу Орхона, в 25—30 *км* от него. Почти северное направление долины Орхона резко сменяется здесь восточно-северо-восточным. Котловина вытянута в меридиональном направлении на 16 *км*. Ширина ее колеблется от 3 до 4 *км*, увеличиваясь на участке источника до 6 *км*. Окружающие котловину горные хребты вытянуты также в меридиональном или северо-северо-восточном направлениях. Они возвышаются над ее дном на 300—600 *м*, имея абсолютные высоты 1700—2055 *м*. Склоны хребтов, обращенные к котловине, сильно изрезаны небольшими падями. Вдоль подножий горных хребтов тянется широкий подгорный пьедестал, окаймляющий дно котловины и хорошо выраженный в рельефе, особенно на ее западном борту. Поверхность подгорного пьедестала полого спускается к днищу котловины и обрывается в нее в виде уступа высотой 1,5—2,0 *м*. На пьедестале во многих местах высятся куполовидные сопки и гряды сопок, вершины которых возвышаются над дном котловины на 200—250 *м*.



Рис. 56. Район источника Хульджи-Аршан (сост. В. Н. Попов).

1 — четвертичные отложения (Q): преимущественно пески с примесью щебня эффузивов; *2* — юрские (?) эффузивы J; андезиты и базальты; *3* — минеральный источник.

Дно котловины плоское, покрытое луговой растительностью, местами заболоченное; имеется много больших и малых озер. Средний диаметр больших озер не превышает 200—250 *м*. Одно из таких озер Хара-Нур (Черное озеро) находится в 350 *м* к северо-востоку (65°) от источника; следующее озеро Цаган-Нур (Белое озеро). Берега этих озер обрывистые, но невысокие (0,10—0,20 *м*) и редко достигают 0,5 *м*. Они покрыты травой и только на небольших участках — тростником. Почти вся поверхность озер чистая.

Минеральный источник находится в 130 *м* от западного берегового уступа описываемой котловины. Участок котловины между источником и береговым уступом на протяжении 500—600 *м* вдоль берега представляет собою мелкокочковатую заболоченность, из которой кое-где особенно ближе к береговому уступу, вытекают родники, используемые населением для водоснабжения.

Бревенчатая гать, соединяющая береговой уступ с источником, о которой упоминает В. А. Смирнов, сохранилась, но во многих местах сгнила и разрушилась. Вероятно, постройка гати была вызвана значительной в то время заболоченностью этого участка. Нами установлено, что гатью давно не пользуются и дорожки к источнику проложены параллельно гати по сухому днищу котловины. Возможно, что этот участок заболачивается периодически в зависимости от количества атмосферных осадков.

Котловина заполнена осадочными отложениями, которые вскрыты на участке источника всего до глубины 2,6 *м*. Здесь они представлены песком серо-черного цвета, мелко- и среднезернистыми со значительной примесью щебенки эффузивных пород. К северо-востоку от источника, примерно в 170 *м*, серо-черные пески перекрыты такого же цвета маслянистым илом, насыщенным водой с заметным запахом сероводорода. Мощность ила около 0,3—0,4 *м*; сверху он перекрыт слоем дерна толщиной 0,2—0,25 *м*. Вероятно, ил широко распространен по заболоченности вокруг источника и может быть использован для лечебных целей.

Склоны хребтов, обращенные к котловине, сложены эффузивами типа андезитов и базальтов. Они представлены: серо-коричневыми и лиловыми разностями с мелкими вкраплениями светлых минералов и с редкими небольшими (до 0,6 *см*) миндалевидными пустотами, заполненными белым веществом; темно-серыми плотными с раковистым изломом (без пустот и вкраплений) или пепельно-серыми с пустотами и вкраплениями светлых иголочек и призмочек плагиоклаза. Породы сильно трещиноватые. К северу от источника на перевальной седловине, по которой проходит дорога из котловины в долину р. Хулчжийн-Гол, эффузивы прорезаны жилой светло-серого кварцевого порфирита меридионального простирания.

Эффузивы распространены в этом районе довольно широко. Они отмечены нами в бортах падей юго-восточнее котловины на протяжении около 30—40 *км* вдоль дороги, ведущей к основному тракту Улан-Батор — Цэцэрлэг. На седловине между горой Абзог-Хайрхан и расположенной от нее к юго-западу сопкой Орцог-Обо эффузивы залегают пластами с падением на северо-запад под углом около 30—35°.

У подножья самых западных отрогов горы Абзог-Хайрхан отмечен небольшой выход крупных конгломератов, а немного выше по склону — выход плотных темно-серых долеритов. Галька конгломератов хорошо окатана и состоит из зеленовато-серых песчаников. Встречается галька сильно измененных гранит-порфиров. Цементом конгломерата служит песчаный материал. Контакт между конгломератами и эффузивами закрыт делювием, но возможно, что конгломераты подстилают толщу эффузивов, поскольку при беглом осмотре в конгломератах галька эффузивов не встречена.

Всю осадочно-эффузивную свиту описываемого района мы считаем более правильным условно относить, в отличие от Ф. К. Шипулина, к юрским отложениям (см. рис. 56). Причем толща конгломератов здесь, вероятно, представляет низы этой свиты.

Конгломераты образовывались, по-видимому, в большой озерной котловине, заложенной в начале юры. К моменту излияния эффузивов озерный бассейн в результате последующих тектонических движений был осушен и представлял собою скорее всего часть плоскогорья, где происходили излияния эффузивов. Затем в мезо-кайнозойское время под влиянием неоднократно проявлявшейся складчато-глыбовой тектоники с неравномерным поднятием и опусканием отдельных блоков земной коры на территории этого плоскогорья начали формироваться тектонические впадины типа описанной нами котловины и разделяющие их горные участки.

Наиболее крупные радиальные разломы и передвижки земной коры произошли в конце третичного — в начале четвертичного времени. Они резко оконтурили основные формы современного рельефа, элементы которого были заложены еще в начале юры.

Можно предполагать, что с этими радиальными разломами (основные из них были, вероятно, меридионального или близкого к нему направления) связано образование подгорного пьедестала на западном склоне котловины, а также уступа, отделяющего пьедестал от днища котловины. Те же разломы и оперяющие их поперечные трещины создали благоприятные условия для выхода подземных вод вдоль упомянутого уступа и для формирования термальных вод, проявляющихся на поверхности земли в виде восходящего источника Хульджи-Аршан и, вероятно, частично разгружающихся на дне некоторых из описанных озер.

Каптаж Хульджи-Аршана примитивен. На месте выхода термальной воды вырыт бассейн сечением 2,5 × 3,0 *м* и глубиной 2,6 *м* с деревянным срубом. Дно бассейна сложено мелко- и среднезернистым песком серо-черного цвета со значительной примесью щебенки эффузивов. Вода из бассейна изливается на уровне поверхности земли по направлению на юго-восток в виде небольшого ручейка дебитом не более 0,2—0,3 *л/сек.*

Температура воды в центре бассейна после только что произведенной из него 4/IX 1946 г. откачки воды была 42° С при температуре воздуха 11° С; у поверхности воды после заполнения бассейна термальной водой температура не превышала 36—37° С. Вода слабого зеленовато-желтого оттенка и со слабым запахом сероводорода. Она периодически слабо газирует пузырьками диаметром до 1,0 *см.* Радиоактивность воды (содержание радона) 0,85 ед. Махе. Формула химического состава воды, взятой после откачки, следующая:

$$H^2S_{4,9};\ M_{0,84}\frac{SO^4_{80}Cl_{11}HCO^3_{9}}{(Na+K)_{73}Ca_{23}Mg_2}H^2SiO^3_{78};\ pH=7{,}6;\ T^\circ_{42}.$$

Формула химического состава воды одного из холодных родников, расположенного к северо-западу от аршана у подножья уступа и используемого для питьевых целей, следующая:

$$CO^2_{0,009};\ M_{0,495}\frac{SO^4_{65}HCO^3_{19}Cl_{16}}{(Na+K)_{59}(Ca+Mg)_{41}}H^2SiO^3_{65};\ pH=7{,}45.$$

Формула химического состава воды оз. Хара-Нур:

$$CO^2_{0,009};\ M_{0,99}\frac{SO^4_{55}HCO^3_{29}Cl_{16}}{(Na+K)_{69}(Ca+Mg)_{31}}H^2SiO^3_{39};\ Fe_{1,5};\ pH=8{,}1.$$

Данные В. А. Смирнова за 1927 г. и данные В. Н. Попова за 1946 г. близки между собой, что указывает на достаточно устойчивый химический состав воды аршана. Расхождение в содержании сульфатов трудно объяснить, не зная условий отбора пробы воды В. А. Смирновым и методику самого анализа. Поскольку содержание сульфатов в нашем анализе и в анализе Ф. К. Шипулина одинаковое, мы считаем это содержание более достоверным, тем более что в воде оз. Хара-Нур, которое, несомненно, питается главным образом подземными водами, содержание сульфатов примерно такое же, как в Хульджи-Аршане.

Вода Хульджи-Аршана относится к типу термальных, сульфатно-натриевых вод с большим содержанием кремнекислоты (H_2SiO_3 = = 78 *мг/л*) и со значительными следами борной кислоты. По химическому составу вода Хульджи-Аршан выделяется из всех известных термальных источников МНР, являясь наиболее ярким представителем типа сульфатно-натриевых вод.

На территории СССР аналогами Хульджи-Аршана или близкими к нему по химическому составу являются:

1) термы Забайкалья [199] — Горячинские или (Туркинские) —

$$(H_2S);\ M_{0,557}\frac{SO^4_{84}HCO^3_{9}Cl_{5}}{(Na+K)_{86}Ca_{13}};\ H^2SiO^3_{52};\ pH=9{,}3;\ T^\circ_{54};$$

Хакусские

$$(H_2S);\ M_{0,347}\ \frac{SO^4_{66}HCO^3_{19}Cl_{15}}{(Na+K)_{72}Ca_{26}}\ H^2SiO^3_{55};\ T^\circ_{46};$$

2) термы Тувинской автономной области [18] — Тайрис № 13

$$H^2S_{15};\ M_{0,43}\ \frac{SO^4_{71}HCO^3_{15}Cl_9}{(Na+K)_{94}}\ H^2SiO^3_{55};\ pH=9{,}0;\ T^\circ_{45};$$

3) термы Казахской ССР [160] — Хоргосские —

$$(H_2S);\ M_{0,3}\ \frac{SO^4_{64}HCO^3_{20}Cl_{15}}{(Na+K)_{87}Ca_{11}}\ H^2SiO^3_{75,5};\ T^\circ_{49,5};$$

4) Белокурихинские термы Алтая [57] —

$$(H_2S);\ M_{0,3}\ \frac{SO^4_{42}(HCO_3+CO_3)_{31}Cl_{18}}{(Na+K)_{92}};\ H^2SiO^3_{55};\ pH=9{,}3;\ T^\circ_{35,8}.$$

Хульджи-Аршан пользуется широкой популярностью не только у местных жителей, но и далеко за пределами аймака. На летний сезон сюда съезжается много больных. Водой горячего источника, а также холодной и теплой водой нескольких второстепенных выходов воды, которые имеются вокруг бассейна, лечат ревматизм, заболевания кожи, почек, желудка, глаз, головы. Воду пьют, водой моют больные места. Некоторые больные в заболоченности к северо-востоку от бассейна устраивают ямы, снимая дерн и отрывая углубления в серо-черном илу, насыщенном сероводородной водой. Эти ямы с серо-черным илистым раствором служат естественными ваннами. Все больные купаются в бассейне с горячей водой.

Санитарные условия на источнике исключительно неблагоприятные. Бассейн с минеральной водой находится в полуразрушенном деревянном пятистенном сарае без окон. Мужчины и женщины, взрослые и дети с различными заболеваниями купаются вместе. Одновременно в бассейне бывает по 8—10, а в периоды «пик» (июль — август) и по 15 человек. Так продолжается ежедневно от восхода до захода солнца, с мая до сентября, в то время как дебит источника не более 0,2—0,3 *л/сек*. Для купающихся по стенам бассейна устроены полки для стояния на глубине около 1,4 *м*, а поперек бассейна натянуты веревки, удерживающие больных в «плавающем» состоянии, когда не хватает мест на полках.

Необходимо детально изучить гидрогеологию, бальнеологические и физико-химические свойства Хульджи-Аршана для устройства на его базе курорта. Ресурсы термальных вод здесь, несомненно, можно значительно увеличить и получить целую гамму этих вод, начиная от теплых и кончая высокотемпературными с различным сочетанием компонентов. Кроме того, необходимо разведать и изучить, как лечебную, иловую грязь, запасы которой здесь значительные.

49. Богдо-Ула-Аршан (синоним: Отхон-Тэнгри-Аршан). Источники находятся на территории Дзапханского аймака, в 75 *км* к востоку от аймачного административного центра г. Улясутай в сильно пересеченном горном районе хр. Хангай (рис. 57). Они расположены у северного подножья горы Отхон-Тэнгри («Младший сын неба»), вершина которой является самой высокой в горной стране Хангай (4031 *м* над уровнем моря). На ней сохраняются пятна «вечного» снега и небольшой фирновый ледничок. Часто эту гору монголы называют Богдо-Ула, т. е. священная гора.

Выходы воды сосредоточены на западном и северном склонах высокой горы, которой оканчивается один из отрогов Отхон-Тэнгри. От источников берет начало р. Аршанту-Гол — левый приток р. Богдоин-Гол, на берегу которой расположен г. Улясутай.

Первые сведения об источниках появились в работе Д. А. Клеменца [76]. По его данным, горячие источники расположены среди биотитовых гранитов и гранито-гнейсов с полосами роговообманкового сланца с обильными кристаллами серного колчедана, который, по мнению Д. А. Клеменца, является источником минерализации воды.

В 1926 г. источник посетил В. А. Смирнов [186]. Основное внимание он уделил изучению физико-химических свойств воды. Расположение источников В. А. Смирнов представил в виде схемы (см. рис. 57).

В одном из источников группы XIII с температурой 47,7° С при температуре воздуха 14,1° С В. А. Смирнов отметил значительное выделение газов «с температурой, почти обжигающей руку». Из источников групп V и VII им были взяты пробы воды на химический анализ. Отмечено, что эти два главных источника имеют наибольшие температуру и дебит. Формула химического состава воды группы VII:

$$[H_2S];\ M_{0,293}\frac{SO^4_{40}CO^3_{37}HSiO^3_{18}Cl_5}{(Na+K)_{94}Ca_4}\times$$

$$\times\ H^2SiO^3_{29,7};\ T^\circ_{53,5}.$$

Формула химического состава воды группы V:

$$[H_2S];\ M_{0,288}\frac{SO^4_{40}CO^3_{38}HSiO^3_{17}Cl_5}{(Na+K)_{96}Ca_3}\times$$

$$\times\ H^2SiO^3_{27};\ T^\circ_{50,6}.$$

Для сравнения В. А. Смирнов приводит химический состав воды одного из источников группы III, расположенных на юго-западном склоне горы, к воде которых (в отличие от остальных) примешиваются, по его мнению, поверхностные воды. Температура этого источника 41,9° С при температуре воздуха 16,8° С. Формула химического состава воды:

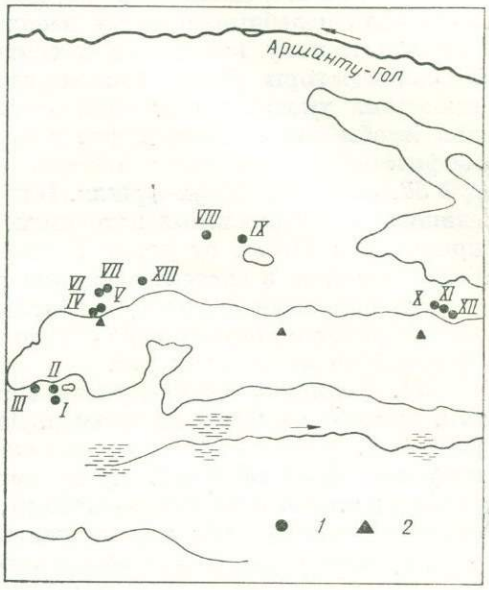


Рис. 57. Схема расположения термальных источников Богдо-Ула-Аршан (по Л. П. Шастину).

1 — источник и его номер; *2* — обо (священный знак из камней).

$$[H_2S];\ M_{0,28}\frac{SO^4_{40}CO^4_{39}HSiO^3_{16}Cl_5}{(Na+K)_{95}Ca_4}H^2SiO^3_{30};\ T^\circ_{41,9}.$$

По приведенному химическому составу нельзя судить о влиянии на источник поверхностных вод, о котором пишет В. А. Смирнов, так как вода этого источника аналогична водам двух предыдущих, отличаясь от них только несколько меньшей температурой.

В 1957 г. из трех выходов воды с температурой 44 и 54° С были отобраны пробы для спектрального анализа. Результаты анализа сухих остатков воды следующие: медь — сотые доли процента; серебро — следы; стронций — сотые и десятые доли процента; барий — сотые доли процента (в выходе с $T = 44°$ С); алюминий — единицы процента; галлий, титан, германий, олово, свинец, хром — следы; молибден, вольфрам, марганец, железо — сотые доли процента; литий — от десятых долей до десятков процента; уран и торий — не обнаружены.

Вода Богдо-Ула-Аршана по химическому составу отличается от гидротерм типа Хучжиртэ. В них на первый план выступает сульфат-ион, правда незначительно превышая карбонатный. Это переходная группа вод к сульфатным водам типа Хульджи-Аршан, к которым она тяготеет значительно более, чем к водам типа Хучжиртэ.

Необходимо отметить, что в анализах В. А. Смирнова сумма катионов (в *мг-экв*) превышает сумму анионов (в тех же единицах). Для устранения этого В. А. Смирнов часть кремнекислоты перевел в анионный состав в виде $HSiO_3$, не указывая величину pH воды. В приведенных нами таблицах химического состава тех же источников неувязка сохранена, чтобы тем самым обратить внимание будущих исследователей на необходимость уточнения физико-химических свойств воды.

Источники с давних времен пользуются большой известностью у населения как целебные, поэтому необходимо детально изучить данный район. Интерес к нему возрастает в связи с тем, что, по опросным сведениям, в районе горы Отхон-Тэнгри араты находят минеральные красящие вещества, употребляемые для окраски домашних предметов, а отложения якобы известковых туфов и серы прослеживаются на несколько километров.

50. Текшеин-Халун-Аршан. Под названием Текшеин-Халун-Аршан объединены три термальных источника, находящихся в горной стране Хангай, примерно в 110 *км* от устья Текшеин-Гол — правого притока р. Идэрийн-Гол входящую в систему бассейна р. Селенга.

По опросным сведениям, собранным Н. И. Толстихиным [202], источники сернистые; температура самого горячего из них достигает 90° С. Других сведений об источниках нет.

51. Дзартаин-Халун-Аршан. Источник находится в горной стране Хангай, примерно в 80 *км* от устья р. Дзартаин-Гол — правого притока р. Идэрийн-Гол. Минеральная вода вытекает в верховье р. Халун-Усу — правого притока Дзартаин-Гола. Все перечисленные реки входят в бассейн р. Селенга. По опросным сведениям, собранным Н. И. Толстихиным [202], источник термальный; других данных нет.

52. Минеральные источники в бассейне р. Байдарик (источники Дошидо-Гун, Ухугин-Аршан). По опросным сведениям, в бассейне р. Ульдзейту (по-видимому, старое название р. Урта), являющейся левым притоком р. Байдарик и берущей начало на южном склоне хр. Хангай, имеется несколько горячих сернистых источников. Возможно, среди них находится источник, описанный В. А. Смирновым [186] под названием Дошидо-Гун. Вода этого источника была доставлена ему на анализ 19/IX 1926 г. Г. Ф. Алексеевым, который сообщил, что источник находится в долине р. Ухык-Гол у подножья горы Дархан-Ула, в 20 *км* от монастыря Дашидо-Гуна. Вода насыщена сероводородом и имеет высокую температуру. Как пишет В. А. Смирнов, по химическому составу вода, вероятно, близка к воде Богдо-Аршана, но отличается бóльшим содержанием сероводорода. Химический состав воды источника Дашидо-Гуна следующий (в *мг/л*): сухой остаток (110° С) — 413,0; H_2SiO_3 — 92,95; $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ — 1,5; Ca^{2+} — 4,6; Mg^{2+} — 0,45; Cl^- — 8,70; SO_4^{2} — 130,2; уд. вес воды (α 15°/15°) = 1,0004; жесткость (по Ca + Mg) = 0,27 *мг-экв/л*. Эти воды, несомненно, надо обследовать более детально.

В 1954 г. геолог А. А. Храпов охарактеризовал примерно в том же районе термальный источник под названием Ухугин-Аршан. Возможно, что это тот же источник, который был описан В. А. Смирновым как Дошидо-Гун.

По данным А. А. Храпова, Ухугин-Аршан расположен у подошвы левого борта долины р. Ухугин-Гол (по В. А. Смирнову, Ухык-Гол), между сомонами Тулигуин-Хайрхан и Баян-Ундур, примерно в пределах этого района, как отмечает А. А. Храпов, имеется монастырь Барун сумэ.

Выход воды связан с крупным тектоническим нарушением, проходящим вдоль склона долины и пересекающим крупный разлом северо-восточного простирания. Этот разлом наблюдается вдоль юго-восточного подножья горы Аршани-Ихэ-Обо. Вблизи выходов термальной воды развиты песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, сильно перемятые и раздробленные (по видимому, средний палеозой — *В. П.*).

Вода прозрачная, слабощелочная, сероводородная, с температурой до 60—65° С (у обо). Деревянные ванны-колодцы, когда-то устроенные на выходах термальной воды, прогнили. На одной из таких ванн была обнаружена надпись «1892», сделанная, как отмечает А. А. Храпов, по-видимому, русскими.

В 1—1,4 *км* от Ухугин-Аршана, ниже по долине у правого ее борта, вблизи сомона отмечены выходы такой же воды, но с температурой ≈20—25° С на площади около 100—200 *м*².

53. Термальные источники в верховье р. Булаган-Гол. Геолог Б. Ф. Жиловский впервые описал группу из четырех источников на южном склоне Монгольского Алтая в истоках р. Булаган-Гол выше устья р. Индэртэин-Гол, в верховьях которой находятся развалины монастыря Булотон хид. Геолог Б. Ф. Жиловский, кратко описавший аршаны, указывает, что температура источников 15, 18, 20 и 25° С; дебит около 3—4 *л/мин.* Формула химического состава воды с температурой 20—25° С следующая:

$$M_{\sim 0,64}\frac{SO^{4}_{69,7}HCO^{3}_{18,6}Cl_{11,7}}{(Na+K)_{72,7}Ca_{17,6}Mg_{9,2}}.$$

По данным предварительных исследований, термальные источники относятся к типу Хульджи-Аршана.

54. Минеральные источники в долине р. Аршанту-Гол. Источники впервые описаны А. Х. Ивановым и И. А. Ивановым в 1944 г. Они находятся в горах Монгольского Алтая, в нескольких километрах от государственной границы МНР с КНР; в 97—100 *км* к западу, юго-западу от г. Кобдо и в 50 *км* к северо-западу от сомона Делюн (Хошак).

Минеральные источники расположены в долине р. Аршанту-Гол, в 18—20 *км* от ее устья. Часть выходов воды находится на склоне долины на высоте около 20 *м* над ее днищем (абсолютная высота 2500 *м*), а часть — на высоте примерно 200 *м* (абсолютная высота 2700 *м*). Долина Аршанту-Гола в этом месте представляет собою ледниковый трог с довольно крутыми склонами и плоским дном шириною 300—400 *м*. Крутизна левого склона долины не превышает 25—30°. Верхняя его часть сложена серыми или розоватыми юногерцинскими гранитами. Нижняя часть склона покрыта крупноглыбовым делювием и остатками валунно-моренных отложений. В основании склона намечается довольно широкая террасообразная площадка высотою по уступу 2 *м*. Здесь отмечены восемь выходов термальной воды, которые, возможно, связаны с глубоким тектоническим разломом в гранитах. Суммарный дебит всех выходов воды около 7—8 *л/сек.* Температура 22—23° С при температуре воздуха 9° С (1/IX 1944 г.). Вода прозрачная, безвкусная и без запаха; никаких солевых отложений не образует; местным населением используется для лечебных целей. Других сведений упомянутые исследователи не приводят.

55. Аршани-Хурэ-Аршан. Источник находится на севере страны в 50—55 *км* к северо-востоку от г. Хадхал и в 18—20 *км* к востоку от оз. Хубсугул (см. рис. 63).

Первые краткие сведения об источнике появились в 1926—1927 гг. в записках инж. Вейске о полезных ископаемых МНР. Он сообщал, что источник вытекает из гранито-гнейсов; вода его слабо сероводородная, горячая.

Самый горячий выход воды имеет температуру 47,6° С и обладает радиоактивностью (содержание радона) 1,6 ед. Махе.

Более полное описание источника дал в 1946 г. геолог М. А. Аннилов. По его данным, источник расположен в долине Аршани-Гол, которая является правым истоком р. Халхин-Гол, впадающей слева в р. Аргын-Гол. Аршани-Гол прорезает перемятые докембрийские гранодиориты. Выходы термальной воды приурочены к пересечению двух предполагаемых тектонических разломов северо-северо-западного и северо-восточного направлений.

На правом берегу Аршани-Гола насчитывается до 20 выходов минеральной воды, вытянутых в меридиональном направлении, совпадающем с направлением речной долины. Температура воды от 25—35° до 55° С с еле уловимым запахом сероводорода. Выходы воды с наибольшими температурой и интенсивностью газирования расположены ближе к подножью склона долины, которым является южный склон горы Цаган-Ула (2396 *м*). Суммарный дебит источников около 8—10 *л/сек* без учета значительных потерь при замерах.

На камнях и на деревянных срубах, которыми закреплены углубления для ванн, вода оставляет тонкий белесоватый налет, вероятно, кремнистых солей. Формула химического состава воды:

$$[H_2S];\ M_{1,004}\ \frac{SO^4_{73}HCO^3_{19}Cl_8}{(Na+K)_{95}Ca_3}\ pH=8;\ T^{\circ}_{25-55}.$$

По химическому составу вода Аршани-Хурэ-Аршана относится к сульфатным термам типа Хульджи-Аршана.

Источник пользуется большой популярностью у местного населения при лечении ревматических, кожных и других заболеваний. Почти все выходы горячей воды оборудованы примитивными колодцами-ваннами, над которыми устроены деревянные сарайчики.

56. Уртрэг-Аршан. Источник находится на территории Хубсугульского аймака (см. рис. 63) в труднодоступном горно-таежном районе, в 55—60 *км* к северо-западу от г. Турту, расположенного на северном берегу оз. Хубсугул (Косогол).

Первые краткие сведения об источнике появились в 1926—1927 гг. в записках инж. Вейске. В них сообщалось, что источник вытекает из древних метаморфических сильно смятых известняков. Вода имеет слабо щелочную реакцию, температура 21,8° С и радиоактивность (содержание радона) 1,9 ед. Махе. Более полное описание источника дала в 1946 г. геолог Н. Л. Кудрявцева. По ее данным, источник находится в верховье р. Уртрэг-Гол, берущей начало на юго-восточном склоне хр. Восточный Саян.

Выходы теплой воды вытянуты в широтном направлении по обе стороны устья безымянного правого притока реки Сопка, у подножья которой вытекает минеральная вода, сложена светло-серыми, крупнозернистыми, биотитовыми гранитами. Левый берег реки против источника представлен сильно слюдистыми и ожелезненными с поверхности кварцитами. Вдоль тектонического контакта между гранитами и кварцитами р. Уртрэг-Гол образовала свою долину. К этому же тектоническому контакту приурочены и выходы терм.

Вода терм прозрачная; несколько неприятная на вкус, слабокисловатая; не газирует, без запаха. Осадков и налетов солей не откладывает. Температура воды в отдельных выходах по мере движения вниз по долине реки увеличивается от 5 до 22° С. Из выхода воды с температурой 21,4° С при температуре воздуха 5° С 9/IX 1946 г. была отобрана проба воды, анализ которой произведен в Улан-Баторе через 1—1,5 месяца; проба воды не консервировалась. Формула химического состава воды:

$$M_{0,4}\ \frac{SO^4_{68}HCO^3_{26}Cl_6}{(Na+K)_{60}Ca_{32}Mg_8}\ T^{\circ}_{21,4}.$$

Вода Уртрэг-Аршана близка к сульфатным термам типа Хульджи-Аршан.

Водой источника без какого-либо медицинского надзора с большим успехом лечат главным образом ревматические заболевания. Многие выходы воды оборудованы примитивными ваннами-колодцами с деревянными срубами, над которыми устроены деревянные сарайчики. Почти около каждого такого сарайчика имеется столб с перекладиной для подвешивания даров вылечившихся больных (кости, деревянные кинжалы и ружья и т. п.). Кое-где стоят каменные плиты с какими-то надписями.

Будущие исследователи источника должны иметь в виду, что сульфатный состав воды и ее своеобразный неприятно-кисловатый вкус, возможно, связаны с явлениями окисления сульфидного оруденения. Учитывая это обстоятельство, а также большую популярность источника как лечебного, необходимо детально исследовать его окрестности.

Прочие источники (Аршаны?)

В группу прочих отнесены те обследованные источники, которые местным населением считаются целебными (аршанами) и используются как курорты самообслуживания при лечении различных заболеваний. Однако предварительные данные о их физико-химических свойствах либо недостаточны или неточны, что не позволяет отнести такие источники к определенному типу минеральных лечебных вод без дополнительных более детальных исследований.

Возможно, что некоторые из этих источников в результате более детальных физико-химических исследований окажутся не минеральными водами лечебного значения, а обычными пресными подземными водами, отнесенными к лечебным (аршанам) местными лекарями — ламами, как это нередко практиковалось в давно минувшие времена; другие, наоборот, обоснованно с значительно более полной характеристикой будут включены в ту или иную группу минеральных лечебных вод.

57. Шигнул-Аршан. По данным геолога М. А. Анпилова (1946 г.), Шигнул-Аршан находится в 11 *км* к востоку от оз. Хубсугул и в 8—9 *км* к юго-востоку от Туругыйн хоршо. Выход воды расположен в сильно заболоченной долине левого безымянного притока р. Шигнул-Гол, впадающей в оз. Хубсугул (см. рис. 63). На участке источника долина безымянной речки врезается в базальты и местами вскрывает прикрытые ими граниты.

Дебит источника небольшой, температура воды 18° С при температуре воздуха 20,2° С. Формула химического состава воды следующая:

$$CO^{2}_{0,1};\ M_{0,7}\ \frac{HCO^{3}_{68}SO^{4}_{22}Cl_{10}}{Ca_{66}Mg_{34}}\ T^{\circ}_{18}.$$

Выход воды сильно загрязнен скотом.

58. Сарабчилгойн-Аршан. Источник находится примерно в 65 *км* к востоку от оз. Хубсугул, вблизи государственной границы МНР с СССР, в труднодоступной горно-таежной местности, на юго-западном склоне Восточного Саяна.

Источник, по данным геолога А. Х. Иванова, впервые описавшего его в 1946 г., расположен в долине р. Сарабчилга-Гол несколько ниже устья ее безымянного правого притока. Склоны долины сложены известняками белыми и серыми, реже темными, издающими при ударе молотком резкий запах сероводорода. Река шириною 30—40 *м* с бурным течением по галечниково-валунному руслу. Галька и валуны состоят из известняков, гранитов и гнейсов.

Аршан расположен на правом берегу реки, в верховье старой протоки (кара-су), у подножья уступа высокой (до 40 *м*) скульптурной террасы, сложенной у источника серыми отчетливо слоистыми кристаллическими известняками докембрия. Минеральная вода на выходе образует небольшой слабо

газирующий водоем. Температура воды 4,0° С при температуре воздуха 19,4 °С. Дебит источника около 0,1 *л/сек*. Вода на вкус слабо кисловатая, с еле уловимым неприятным сероводородным запахом. По полевому анализу формула химического состава воды Сарабчилгойн-Аршана следующая:

$$[H_2S];\ CO^{2}_{0,035};\ M_{0,093}\ \frac{HCO^{3}_{79}SO^{4}_{11}Cl_{10}}{Ca_{68}(Na+K)_{26}Mg_{5}}\ T^{\circ}_{4,0}.$$

Источник не оборудован и не используется.

59. Урийн-Аршан. Источник, по данным геолога А. Х. Иванова, впервые описавшего его в 1946 г., расположен в 15—20 *км* к югу, юго-востоку от Сарабчилгойн-Аршана в бассейне р. Ури-Гол.

Урийн-Аршан находится на правом берегу Ури-Гола, у подножья весьма крутого, внизу отвесного склона долины, сложенного серыми толстослоистыми кристаллическими известняками, залегающими с северо-восточным простиранием 70°, падением на северо-запад под углом 80—85°. В известняках наблюдаются вкрапленники пирита. Здесь имеется около пяти отдельных выходов минеральной воды, вытянутых в восточном, северо-восточном направлении, параллельно склону долины. Общий дебит их около 8—10 *л/сек*. Температура воды 5,8—6,2° С при температуре воздуха 17° С. На вкус вода неприятная, со слабым запахом сероводорода. По полевому анализу формула химического состава воды Урийн-Аршана следующая:

$$[H_2S];\ M_{0,77}\ \frac{SO^{4}_{70}HCO^{3}_{26}Cl_{4}}{(Na+K)_{50}Ca_{41}Mg_{9}}\ T^{\circ}_{5,8-6,2}.$$

Источник не оборудован и не используется.

60. Хибингыйн-Аршан. Источник, по данным А. Х. Иванова, впервые описавшего его в 1946 г., находится на правобережной пойме в верховье р. Хибингыйн-Гол, являющейся правым притоком Ури-Гола к востоку от оз. Хубсугул (Косогол) (см. рис. 63). Оба склона долины в районе источника сложены серыми гнейсами.

Здесь отмечены два выхода прозрачной воды со слабым запахом сероводорода; газирование происходит через каждые 0,5—1,0 минуту. Температура воды 1,0 и 7,2° С при температуре воздуха 14° С. Суммарный дебит около 20 *л/сек*. Обобщенная формула химического состава воды обоих выходов следующая:

$$(H_2S);\ M_{0,333-0,536}\ \frac{HCO^{3}_{73-92}SO^{4}_{20-5}Cl_{9-3}}{(Na+K)_{54-71}(Ca+Mg)_{46-29}}\ T^{\circ}_{7,2-1}.$$

61. Эгыйн-Аршан. Источник находится юго-восточнее оз. Хубсугул, в 85 *км* к северо-востоку от г. Мурэн и в 5—6 *км* от развалин бывшего монастыря Утугун хурэ (см. рис. 63). По сведениям геолога М. А. Анпилова, источник вытекает среди большой заболоченности в долине левого притока Эгин-Гол. Склоны долины сложены палеозойскими конгломератами. Источник газирует; дебит его 5—7 *л/сек*, температура воды 3,8° С при температуре воздуха 9,0° С. По полевому анализу формула химического состава воды

$$CO^{2}_{0,565};\ M_{0,32}\ \frac{HCO^{3}_{88}Cl_{12}}{Ca_{79}Mg_{17}(Na+K)_{4}}\ pH=7,2;\ T^{\circ}_{3,8}.$$

Необходимо отметить, что анализ производился через 1,5—2 месяца после отбора пробы воды. За это время в отобранной пробе могло произойти: восстановление в воде сульфатов органическим веществом, попавшим в сосуд при отборе пробы (выход воды в заболоченности), увеличение в воде свободной углекислоты и несомненное изменение величины pH.

62. Обони-Аршан. По данным геолога М. А. Анпилова, впервые описавшего источник в 1946 г., Обони-Аршан находится в Восточном Прихуб-

сугулье, в бассейне Ури-Гола. Точное местонахождение источника из описания выяснить не представляется возможным (см. рис. 63).

В устье р. Обони-Гол, на ее правом берегу, сложенном кристаллическими известняками докембрия, отмечены девять выходов слабо газирующей, приятной на вкус воды с температурой 3,5° С при температуре воздуха 19,6° С. Суммарный дебит всех выходов 25—30 *л/сек*. По результатам недостаточно достоверного химического анализа формула химического состава воды Обони-Аршана следующая:

$$(CO_2)\, M_{0,286}\, \frac{HCO^{3}_{87} SO^{4}_{10} Cl_{3}}{(Na+K)_{58} (Ca+Mg)_{39} Fe_{3}}\, T^{\circ}_{3,5}.$$

Судя по вкусовым качествам, а также по тому, что источник газирует, можно предполагать, что это выход углекислых холодных вод.

63. Халюта-Аршан. Холодный родник Халюта-Аршан находится на правом берегу р. Байдарик в 21 *км* к юго-востоку от административного центра Дзаг сомон Баян-Хонгорского аймака. Абсолютная высота места выхода родника около 1950 *м*. По В. Н. Попову, впервые описавшему его в 1946 г., район источника представляет собою юго-западный безлесный склон хр. Хангай, прорезанный глубокой и разветвленной долиной Байдарика, несущего свои воды на юг в бессточную Долину озер.

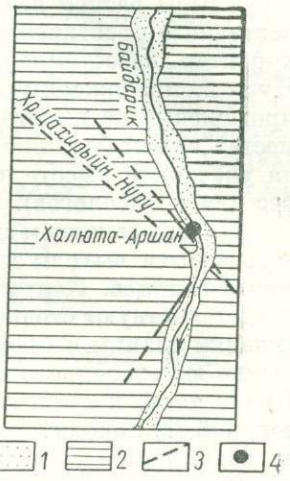


Рис. 58. Район источника Халюта-Аршан (сост. В. Н. Попов).

1 — четвертичные отложения (Q); *2* — средний (?) палеозой (Pz_2): известняки и кварцево-серицитовые сланцы, прорванные жилами и дайками пегматоидов; *3* — зоны тектонических нарушений; *4* — пресный родник.

Ширина реки здесь (август 1946 г., после периода летних дождей) около 50 *м*, глубина 0,8—1,5 *м*. Скорость течения 1—1,5 *л/сек*. Дно реки песчано-галечниковое. До источника и ниже на 1 *км* река течет с северо-запада (330°—350°) на юго-восток (150°—170°), затем, пройдя через узкое (около 25 *м*) и короткое (около 30 *м*) ущелье, пропиленное рекой в известняках, она резко поворачивает на юго-запад (200°). Высота почти вертикальных берегов в ущелье достигает 50 *м*. В этом месте река не имеет бичевников и по берегам не проходима (рис. 58).

Правый склон долины террасовидный, поднимающийся от поймы (где он возвышается на 20—50 *м*) на высоту до 200 *м*. На поверхности этого склона часто встречаются песчано-галечниковые россыпи с валунами размером до 0,10—0,15 *м* в поперечнике (на составленной нами геологической карточке, рис. 58, они не показаны). Состав гальки и валунов — различные породы осадочно-метаморфического комплекса; встречаются граниты и эффузивы. По-видимому, данные россыпи являются продуктом разрушения рыхлых конгломератов, тогда их по аналогии с восточными районами МНР можно считать третичными. Не исключено, что это галечниково-валунные древнечетвертичные образования. Как в первом, так и во втором случае они отложились в межгорной впадине, а затем в результате неотектонических движений были приподняты на высоту до 200 *м*. Этот интересный вопрос окончательно не решен, но он заслуживает пристального внимания будущих исследователей еще в связи и с тем, что в 2—3 *км* ниже источника в указанных отложениях имеется много заброшенных канав и закопушек, в которых, по опросным сведениям, старатели добывали россыпное золото.

Халюта-Аршан находится в зоне крупных и сложных тектонических нарушений. Геологические особенности этого участка следующие. Правым склоном долины реки, где она имеет юго-восточное направление, является

горная гряда Цахирыйн-Нуру, которая тянется с северо-запада (330°) на юго-восток (150°), постепенно снижаясь к крутому повороту реки. Северо-восточный склон этой гряды, обращенный к реке, крутой, местами обрывистый. У его подножья расположен аршан. Юго-западный склон гряды относительно более пологий. На крутом повороте реки гряда Цахирыйн-Нуру сложена полукристаллическими известняками синевато-серого цвета, залегающими с северо-западным простиранием 320°, падением на северо-восток под углом 60°. Они разбиты многочисленными мелкими трещинами северо-восточного простирания 55°, падение на северо-запад под углом 75°. Эти же известняки обнажаются в щеках ущелья, пропиленного рекой, и на левом берегу реки выделясь в виде светлого гребня далеко вверх по крутому левому склону долины, сохраняя общее направление продолжающейся сюда горной гряды Цахирыйн-Нуру, т. е. северо-западное (330) — юго-восточное (150°).

Непосредственно у Аршана эти известняки разбиты трещинами на крупные глыбы разной величины. Здесь замерены трещины и плоскости северо-восточного простирания (55°), падение на северо-запад под углом 40°. Такой характер известняков прослежен в северо-восточном склоне Цахирыйн-Нуру на протяжении около 4 *км* от источника вверх по долине реки. На этом протяжении на высоте 20—30 *м* над уровнем реки в известняках во многих местах видны большие отверстия карстовых каналов, образованные когда-то на указанной высоте подземными водами (по-видимому, представляют интерес для спелеологов).

На юго-западном склоне горной гряды Цахирыйн-Нуру во многих местах встречаются выходы зеленоватых кварцево-серицитовых и серицито-кварцитовых сланцев. Контакт этих сланцев с известняками тектонический, о чем свидетельствуют стоящие на головах гофрированные или изогнутые в мелкие складки сланцы с многочисленными зеркалами скольжения. Местами у подножья юго-западного склона сланцы превращены в тектоническую брекчию. Кроме того, кое-где сланцы прорезаны жилами и дайками пестрой пегматоидной (?) породы, а по гребню Цахирыйн-Нуру часто встречается брекчия из известняков с прожилками кварца.

Тектонические нарушения не ограничиваются грядой Цахирыйн-Нуру. Они широко распространены к югу по правому склону долины Байдарика. Здесь, вероятно, проходит зона нарушений северо-восточного направления. Обособленно стоящие на этом берегу небольшие сопки сложены чередующимися сильно дислоцированными и трещиноватыми темно-серыми метаморфизованными известняками и темными зеленовато-серыми метаморфическими песчаниками. В названных породах наблюдаются хорошо выраженные зеркала скольжения. На одной из сопок пачка известняков прорвана жилой мелкозернистого темно-серого долерита мощностью 2 *м* с северо-восточным простиранием 65°, падением на северо-запад под углом 70°. По северо-западному контакту жилы с известняками в более позднее время произошли тектонические передвижки (узкая полоса тектонической брекчии).

Далее, вниз по реке в отдельных обнажениях заметно явное преобладание известняков по сравнению с песчаниками. Породы сильно давленные, разбиты многочисленными трещинами разных направлений и пронизаны прожилками кальцита и кварца.

Еще ниже, примерно в 5 *км* от источника в обоих склонах долины преобладают темно-серые мелкозернистые, сильно рассланцованные метаморфические песчаники, прорезанные то жилами, то дайками тех же пестрых пегматоидных (?) пород, которые были отмечены в толще кварцево-серицитовых сланцев. Одна из таких даек в свою очередь прорезана жилой кварца мощностью 0,3—1,0 *м*.

Возраст описанной осадочно-метаморфической толщи сланцев и известняков мы условно считаем среднепалеозойским (см. рис. 58). Возможно при детальных исследованиях на более широкой площади она окажется самой нижней частью среднего палеозоя или более древнего возраста.

Халюта-Аршан приурочен к участку сопряжения двух тектонических зон северо-восточного направления, близкого к северо-восточному 55—65°, и северо-западного, близкого к северо-западному 330°. Эти же два направления тектонических нарушений обусловили на данном участке направление долины Байдарика, которое на сопряжении указанных зон резко изменилось с юго-восточного на юго-западное.

Формирование и проявление на дневной поверхности Халюта-Аршана связаны с тектонической зоной северо-западного направления. Аршан является трещинно-карстовым, получающим основное питание за счет вод долины Байдарика. Эти воды фильтруются в осадочно-метаморфическую толщу выше по долине, а затем дренируются тектонической зоной в известняках северо-западного направления.

Под названием Халюта-Аршан местное население подразумевает около 12 выходов подземной воды, расположенных у подножья крутого правого склона долины Байдарика (гряда Цахирыйн-Нуру), в 5—7 *м* от правого берега реки (см. рис. 58). Выходы воды вытянуты в северо-западном (355°) — юго-восточном (155°) направлении на протяжении 60—70 *м*. Общий дебит всех выходов около 10 *л/сек*. Вода прозрачная, без запаха, не газирует, не опалесцирует; на месте выхода не оставляет никаких отложений или налетов; на вкус пресная, приятная. Температура воды 5° С при температуре воздуха 16° С (26/VIII 1946 г.). Радиоактивность воды (содержание радона) 0,4 ед. Махе.

Формула химического состава воды Халюта-Аршана:

$$M_{0,11}\,\frac{HCO^{3}_{86}SO^{4}_{10}Cl_{4}}{Ca_{73}Mg_{22}(Na+K)_{4}}\,H^{2}SiO^{3}_{15,6};\quad pH=7,6;\quad T^{\circ}_{5,0}.$$

Для сравнения приведена формула химического состава воды Байдарика:

$$M_{0,082}\,\frac{(HCO^{3}_{76}+CO^{3}_{10})_{88}SO^{4}_{6}Cl_{6}}{(Ca+Mg)_{74}(Na+K)_{26}}\,H^{2}SiO^{3}_{27,3};\quad pH=8,3.$$

По химическому составу вода Халюта-Аршана является аналогом речной воды, отличаясь от нее значительно меньшим содержанием щелочных металлов.

По химическому составу и по радиоактивности нет оснований относить Халюта-Аршан к источникам целебного значения. В то же время местное население использует его воду для лечения при заболеваниях желудка, глаз, головы.

Нам представляется, что в случаях некоторых желудочных заболеваний улучшение действительно отмечается главным образом благодаря смене плохих питьевых вод гобийских полупустынь, обычно сульфатных, с повышенной минерализацией, слабо минерализованной, исключительно чистой и мягкой (1,68 *мг-экв*) гидрокарбонатной водой. Однако для окончательного выяснения бальнеологических свойств Халюта-Аршана необходимы будут более полные химические исследования и спектральный анализ сухого остатка его воды.

64. Худэрыин-Аршан (синоним Намтуй-Аршан). Источник находится в 80 *км* к юго-востоку от г. Алтан-Булак и в 6,5 *км* к югу, юго-западу от пос. Чжиргаланту. Он расположен на левом берегу долины р. Худэрыин-Гол — левого притока р. Чикой (на территории СССР), в 16 *км* к югу от государственной границы МНР с СССР. Абсолютная высота места выхода аршана около 650 *м*; впервые описан В. Н. Поповым в 1946 г.

Вода вытекает в тальвеге большой пади, в 1 *км* от ее устья.

Геологические условия окрестностей источника (рис. 59) характеризуются распространением гранитов и гранодиоритов, участвующих в строении левого склона долины р. Худэрыин-Гол. Возраст их мы условно считаем герцинским. На участке выхода источника они представлены катаклази-

рованными, трещиноватыми, местами давленными и значительно измененными гранодиоритами, кое-где прорванными жилами диорита. В гранодиоритах наиболее хорошо выражены трещины простирания: северо-восточного 55°, падение на юго-запад под углом 80—83°; северо-западного 300—320° и 340—350°, падение, близкое к вертикальному.

Верховья пади, в которой расположен источник, сложены светло-серыми и розоватыми среднезернистыми биотитовыми гранитами. Встречаются выходы серого, мелкозернистого гранодиорита и жилы диорита. Породы сильно трещиноватые. Жилы диорита имеют простирание 270°, падение на север под углом 50—60°; они разбиты трещинами северо-западного простирания 350°, с падением на северо-восток под углом 80—85°. В правом склоне долины обнажаются мелкозернистые сильно огнейсованные граниты.



Рис. 59. Район источника Худэрыин-Аршан (сост. В. Н. Попов).

1 — четвертичные (Q): аллювиальные и аллювиально-пролювиальные образования; *2* — гранодиориты и граниты (герцинские ?) γ_2; *3* — предполагаемые зоны тектонических нарушений; *4* — минеральный источник.

Широкое распространение на участке источника пород с катакластической структурой свидетельствует о наличии здесь зоны тектонических нарушений, которые создали благоприятные условия для выхода описываемого источника.

Выходы воды отмечены на протяжении 80 *м* по тальвегу пади из многочисленных мелких трещин в катаклазированных гранодиоритах или из дресвы, заполняющей тальвег пади. Они образуют ручей дебитом 4,16 *л/сек* (3/VII 1946 г.), который теряется в аллювиально-пролювиальных образованиях пади, не доходя до ее устья.

Вода прозрачная, без запаха, приятная на вкус, не газирует и не опалесцирует. Температура воды 3,5° С при температуре воздуха 33° С. Радиоактивность (содержание радона) воды 1,45 ед. Махе. Формула химического состава воды Худэрыин-Аршана

$$CO^{2}_{0,009};\ M_{0,32}\ \frac{HCO^{3}_{71}SO^{4}_{23}Cl_{6}}{Ca_{50}Mg_{26}Na_{21}}\ H^{2}SiO^{3}_{11,7};\quad pH=7,6;\quad T^{\circ}_{3,5}.$$

В тот же день для анализа была взята вода Худэрыин-Гола около сел. Чжиргаланту; температура воды 22,6° С при температуре воздуха 32,2° С. Формула химического состава речной воды

$$CO^{2}_{0,004};\ M_{0,12}\ \frac{HCO^{3}_{90}Cl_{7}SO^{4}_{3}}{Ca_{55}Mg_{30}(Na+K)_{14}}\ H^{2}SiO^{3}_{26,0};\quad pH=7,65;\quad T^{\circ}_{22,6}.$$

Местное население использует источник не только для питья и водопоя скота, но и для лечения желудочных заболеваний.

Для окончательной оценки бальнеологических свойств воды необходимы более полные физико-химический и спектральный анализы.

65. Баян-Голыин-Аршан. Источник находится в 80 *км* к юго-востоку от г. Алтан-Булак и в 28 *км* к юго-востоку от бывшего русского поселка Карнаковка (по картам — Иро), расположенного на правом берегу р. Иро. Абсолютная высота места выхода аршана около 950 *м* (рис. 60); впервые описан В. Н. Поповым в 1946 г.

Источник расположен в верховье короткой пади, впадающей справа в долину ручья Баян-Гол — правого притока р. Иро. Устье этой пади находится в 4 *км* от места впадения в р. Баян-Гол ее правого притока — Булак-Гол, в устье которого раскинулся бурятский хутор.

Район источника чрезвычайно живописен. Низкие горы со сглаженными формами рельефа покрыты то густым лесом, то редколесьем и сосново-березовыми рощами, где масса дикорастущих ягод. Участок вокруг источника размером 200 × 250 *м* безлесный. С востока и юга к нему подходят сосновые и березовые рощи.

Геологические условия окрестностей источника следующие (см. рис. 60). Здесь распространена осадочно-метаморфическая толща, условно отнесенная нами к среднему палеозою. Представлена она преимущественно серыми и желтовато-серыми большей частью полимиктовыми песчаниками с подчиненными им пачками серо-черных глинистых, слюдисто-кварцевых и филлитовидных кварцево-хлоритовых сланцев. Эта толща прорвана многочисленными жилами и дайками диоритов и прожилками кварца, которые прослеживаются до левого склона долины Булак-Гола, где местами образуют крупные тела. По правым склонам долин Булак-Гола и Баян-Гола наблюдаются гранодиориты и граниты, относимые нами условно к герцинским.

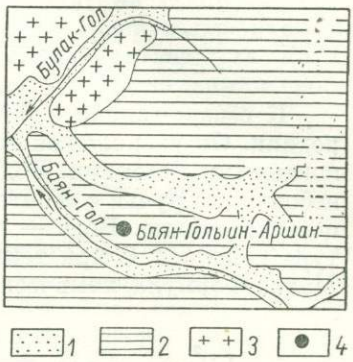


Рис. 60. Район источника Баян-Голыин-Аршан (сост. В. Н. Попов).

1 — четвертичные образования (Q_2); *2* — средний (?) палеозой (Pz_2): осадочно-метаморфические породы — глинистые, слюдисто-кварцевые и хлоритовые сланцы с дайками и жилами диоритов; *3* — гранодиориты и граниты (герцинские) γ_2; *4* — источник.

Породы осадочно-метаморфической толщи залегают с простиранием 270—280°, падением на север и северо-восток под углом 80—85°. Они сильно разбиты трещинами, часто катаклазированы, местами превращены в окварцованную брекчию или проплавлены прожилками кварца. Преобладают трещины и тектонические плоскости с простиранием, близким к меридиональному, с падением на запад под углом 50° или на восток под углом 45°. Трещины этого направления, как правило, заполнены кварцем. Несомненно, нарушения происходили и по трещинам с направлением, близким к широтному, но они маскируются широтным простиранием пород осадочно-метаморфической толщи.

О тектонических нарушениях свидетельствуют часто встречающиеся, особенно вблизи источника, высыпки тектонической брекчии из обломков кварца, яшмовидных пород, а также из обломков метаморфических песчаников и сланцев. На обломках песчаников и сланцев нередко наблюдались хорошо выраженные зеркала скольжения. Сильно измененные породы (катаклазиты) встречены также вдоль подножья правого борта долины Баян-Гола, немного выше устья пади, в которой расположен источник.

Можно предполагать, что трещины меридионального направления более древние. По ним внедрялись жильные разности герцинских гранитоидных интрузий. С более молодыми тектоническими движениями связаны трещины широтного направления, вероятно, открытые. Правда, не исключена возможность подновления в то время также и некоторых старых трещин меридионального направления. Вероятнее всего, источник приурочен к сопряжению тектонических трещин обоих упомянутых направлений.

Главный источник Баян-Голыин-Аршана находится в самом верховье пади, в небольшом циркообразном понижении. Выходы воды сосредоточены в центральной части этого понижения диаметром 7—10 *м*. Здесь в 7 *м* один от другого имеются два наиболее заметных выхода: западный и восточный. Непосредственный выход воды из коренных пород прикрыт, вероятно, небольшим (1,5—2,0 *м*) слоем аллювиально-делювиальных образований. При расчистке западного выхода был взят шлих, в котором обнаружены (во фракции): ильменит — 10—50%, лимонит — 1—10%, амфиболы, пироксены — 1—10%, гранат — 1—10%, касситерит — 1 знак, циркон >90%.

Вода источника прозрачная, приятная на вкус; не газирует, не опалесцирует и не образует налетов каких-либо солей. Из циркообразного понижения вода вытекает в юго-западном (250°) направлении, образуя ручей с дебитом 4,53 *л/сек.*

По результатам химического анализа воды Баян-Голыин-Аршана, взятой 2/VII 1946 г. из наиболее мощного выхода (западного) с температурой 3,7° С при температуре воздуха 25,1° С и радиоактивностью 4,7 ед. Махе, формула ее химического состава следующая:

$$CO^{2}_{0,010};\ M_{0,23}\ \frac{HCO^{3}_{93}SO^{4}_{6}}{Ca_{65}Mg_{27}(Na+K)_{8}}\ H^{2}SiO^{3}_{16,9};\ pH=7,55;\ T^{\circ}_{3,7}.$$

Химический состав воды восточного выхода отличается от состава воды западного лишь несколько большим содержанием кремнекислоты:

$$CO^{2}_{0,011};\ M_{0,233}\ \frac{HCO^{3}_{94}SO^{4}_{4}}{Ca_{62}Mg_{24}(Na+K)_{14}}\ H^{2}SiO^{3}_{39,0};\ pH=7,5;\ T^{\circ}_{3,2}.$$

К северо-западу в 300—400 *м* от главного источника имеется пресный родник. Он расположен на дне глубокого V-образной формы оврага с задернованными склонами. Вода вытекает из пролювиальных образований в виде небольшого ручья с дебитом 0,95 *л/сек.* Он впадает в ручей, текущий от главного источника. Вода — прозрачная, пресная, приятная на вкус. Температура воды 4,2° С при температуре воздуха 26,1° С; радиоактивность 3,9 ед. Махе. Формула химического состава воды следующая:

$$CO^{2}_{0,009};\ M_{0,223}\ \frac{HCO^{3}_{95}SO^{4}_{3}Cl_{2}}{Ca_{56}Mg_{28}(Na+K)_{15}}\ H^{2}SiO^{3}_{29,25};\ pH=7,6;\ T^{\circ}_{4,2}.$$

По характеру и содержанию компонентов вода не может считаться лечебной, хотя местное население лечится ею при желудочных заболеваниях. Улучшение общего состояния больных, с нашей точки зрения, происходит благодаря отдыху в живописной горнолесной местности, где много солнца, прекрасный воздух, великолепная питьевая вода родников и масса дикорастущих ягод. Это настоящий горно-климатический курорт.

Для окончательной бальнеологической оценки источника необходимы полный физико-химический и спектральный анализы. Но и без этого на их базе следует организовать хороший дом отдыха.

66. Ходхоный-Аршан. Источник находится на территории Селенгинского аймака, примерно в 150—170 *км* к юго-востоку от г. Алтан-Булак. Абсолютная высота места выхода аршана около 1400 *м.* Он расположен (см. рис. 29) в 8 *км* от устья р. Ходхон — правого притока р. Шарлунг, которая в свою очередь является правым истоком Иуру-Гол (Иро). Это дикий горно-таежный район Хэнтэйского горного хребта, доступный только для конно-верхового транспорта. Источник впервые описан В. Н. Поповым.

Долина маленького ручья Ходхон хорошо разработана и глубоко врезана в гранитный массив. Ближайшие горные вершины и водоразделы возвышаются над ее дном на 500—600 *м.* Склоны долины крутые, поросшие густым хвойным лесом (лиственница, кедр, пихта, сосна). Они сложены серыми среднезернистыми, биотитовыми гранитами, условно относимыми нами к герцинским (см. рис. 29). Около выхода источника найдено несколько кусков пегматита, жилы которого, вероятно, где-то на правом склоне долины прорезают гранитный массив. Граниты у выхода источника плагиоклазовые (адамеллит).

На участке источника граниты сильно трещиноватые. Наиболее отчетливо выражены трещины простирания: северо-восточного 20°, падение на северо-запад под углом 64° и северо-западного 290°, падение почти вертикаль-

ное. Трещины небольшие; по некоторым из трещин северо-восточного простирания граниты перетерты. На таких участках граниты вдоль трещин имеют розоватую окраску за счет порозовения полевых шпатов, что обычно наблюдается в тех случаях, когда по трещинам движутся термальные восходящие радиоактивные воды.

Источник вытекает непосредственно из гранитов у подножья правого склона долины в 30 *м* от русла реки на высоте около 3 *м* над ее уровнем. Вода поступает главным образом по трещинам северо-восточного направления. Наиболее концентрированные струи отмечены на сопряжении трещин северо-восточного и северо-западного простирания, хотя и те и другие по своим размерам не выделяются среди остальных. На протяжении около 100 *м* вдоль склона имеется несколько таких выходов воды. Главные из них (семь с суммарным дебитом около 1,7 *л/сек*) сосредоточены в северной части этой зоны на участке в 10 $м^2$.

Вода Ходхоный-Аршан — прозрачная, без запаха, не газирует, безвкусная. Никаких отложений и налетов при выходе на дневную поверхность не образует. Температура воды 15,7° С при температуре воздуха 25° С (11/VII 1946 г.). Радиоактивность не определялась. Формула химического состава воды Ходхоный-Аршана:

$$M_{0,115}\frac{(HCO^3_{56}+CO^3_9)_{65}\,HSiO^3_{24}SO^4_9}{(Na+K)_{68}\,Ca_{26}Mg_6}\,H^2SiO^3_{39}SO^4_9;\ pH=8{,}2;\ T^\circ_{15,7}.$$

Температура воды р. Ходхон 8,0° С при температуре воздуха 25,0° С. Формула химического состава воды р. Ходхон

$$M_{0,052}\frac{HCO^3_{68}Cl_{19}SO^4_{13}}{(Na+K)_{45}\,Ca_{32}Mg_{21}Fe_2}\,H^2SiO^3_{32,5};\ pH=6{,}8;\ T^\circ_8.$$

Вероятнее всего, питание речки происходит главным образом за счет подземных вод, которые, поступая в заболоченную речную долину, богатую органическими веществами, частично десульфируются, благодаря чему в речной воде, в отличие от подземной, хлор-ион преобладает по сравнению с сульфатным ионом.

В то же время необходимо отметить некоторое сходство химического состава воды Ходхон-Аршана с термами типа Хучжиртэ и Иуругин-Аршана. От последних она отличается значительно большим содержанием ионов щелочноземельных металлов, меньшим содержанием кремнекислоты, отсутствием сероводорода и более низкой температурой. Это может быть объяснено значительно меньшей глубиной формирования Ходхон-Аршана или разбавлением глубоких вод типа Иуругин-Аршана холодными подземными, очень слабоминерализованными гидрокарбонатно-кальциевыми водами верхней зоны трещин выветривания.

Вода по деревянным желобам отводится к корытам, сделанным из стволов деревьев. В этих корытах вода подогревается для ванн. Воду употребляют для питья при различных желудочных заболеваниях.

67. Баян-Тологой-Дзун-Аршан. В 3 *км* к востоку от Баян-Тологой-Барун-Аршана (источник 23) находится еще один выход минеральной воды, который В. А. Смирнов [186] называет Баян-Тологой-Дзун-Аршан. Вода вытекает среди заболоченного луга; дебит ничтожный, газы не выделялись. Температура воды 0,3° С при температуре воздуха 12,7° С (20/VIII 1927 г.). Формула химического состава воды

$$M_{0,5}\frac{(CO^3_{79}+HCO^3_8)_{87}\,SO^4_9}{Ca_{69}Mg_{15}Na_{12}}\,T^\circ_{0,3}.$$

По химическому составу воды Баян-Тологой-Дзул-Аршан очень близок к углекислым источникам. Однако не выяснено содержание в воде углекис-

лоты, которая не определялась и в данном случае является критерием для отнесения источника к группе минеральных вод.

68. Будун-Булак. Источник находится на территории Чойбалсанского аймака, в 100 *км* на северо-запад от Чойбалсана в безлесном холмисто-увалистом районе (см. рис. 63). По В. А. Смирнову [186], впервые описавшему источник как минеральный, вода выходит из базальтов в небольшом болотце, расположенном в долине на высоте 918 *м* над уровнем моря. Температура воды 4° С при температуре воздуха 15,5° С (16/VIII 1927 г.). Формула химического состава воды Будун-Булака

$$CO^{2}_{0,017};\ M_{0,16}\frac{HCO^{3}_{94}SO^{4}_{3}Cl_{3}}{Ca_{48}Na_{28}Mg_{20}Al_{2}}H^{2}SiO^{3}_{39,5};\ pH=7,2;\ T^{\circ}_{4,0}.$$

69. Утат-Аршан (синоним Ута-Менжюр-Аршан). В Чойбалсанском аймаке Восточной Монголии пользуется известностью лечебное место под названием Ута («дым»)-Менжюр-Аршан, хотя оно и не имеет ничего общего с минеральными источниками.

Утат-Аршан находится в 92 *км* к северо-востоку от Чойбалсана, в 1,5 *км* западнее железной дороги Чойбалсан — Борзя (СССР). Аршан расположен в довольно широкой безлесной долине Ямата на высоте около 725 *м* над уровнем моря.

Впервые аршан описан В. А. Смирновым [186]. Он сообщает, что аршан был обнаружен лет тридцать тому назад, т. е. в конце девяностых годов прошлого столетия, зимой, по облакам пара, выходящим из трещин земной коры. Для лечебной цели используются выделяющиеся от подземного пожара бурых углей водяные пары и газы с температурой до 70° С. Над трещиной, выводящей пары и газы на поверхность земли, ставится палатка, и больные парятся в ней в течение 2—3 *ч* ежедневно при лечении от ревматических и других заболеваний.

В 1943 г. аршан посетили Н. А. Маринов и В. Н. Попов. Подземный пожар бурых углей продолжался. Впадина, образовавшаяся на месте выгоревшего угля, о которой упоминает В. А. Смирнов, постепенно увеличивается. В провальных воронках и трещинах можно видеть кирпично-красные куски спекшейся глины и обломки шлаков, напоминающие лаву. Способ лечения остался тот же, о котором упоминается в работе В. А. Смирнова.

70. Дахре-Аршан (синоним Аршан-Булак). Дахре-Аршан находится в 160—165 *км* к западу от Чойбалсана. Абсолютная высота места выхода аршана около 1050 *м* (см. рис. 63). Источник, по данным В. А. Смирнова [186], впервые описавшего его, вытекает у южной подошвы небольшой сопки, возвышающейся над уровнем моря на 1135 *м*, и образует болотце и небольшой ручей, который используется населением для водопоя скота. У подошвы сопки высота 1090 *м*. Вода источника имеет приятный вкус и радиоактивна (17,9 ед. Махе). Температура воды 4,8° С при температуре воздуха 18,4° С (11/VIII 1927 г.). Дебит аршана 92,25 *м*^{3}/*сутки*. Формула химического состава воды

$$CO^{2}_{0,071};\ M_{0,25}\frac{HCO^{3}_{89}SO^{4}_{10}}{Ca_{43}Mg_{29}Na_{26}}H^{2}SiO^{3}_{25,74};\ pH=6,8;\ T^{\circ}_{4,8}.$$

В 1944 г. на источнике побывал геолог В. В. Дельнов. Он отметил наличие в этом районе трещиноватых песчаников и конгломератов условно третично-мелового возраста. Вода вытекает из трещин названных пород и образует небольшой ручей с дебитом 86,4 *м*^{3}/*сутки*. Температура воды 5,5° С при температуре воздуха 28,5° С (10/VIII 1944 г.). Вода бесцветная, прозрачная, без запаха, имеет небольшой привкус железа. Формула химического состава воды Дахре-Аршана по В. В. Дельнову:

$$CO^{2}_{0,033};\ M_{0,29}\frac{HCO^{3}_{79}Cl_{11}SO^{4}_{10}}{(Ca+Mg)_{73}(Na+K)_{27}}pH=7,1;\ T^{\circ}_{5,5}.$$

За 17-летний период заметные изменения произошли в содержании хлора (наиболее устойчивого компонента), которые трудно объяснить, так как количество остальных компонентов почти не изменилось. Нам представляется, что в анализ В. В. Дельнова вкралась опечатка. Вероятнее всего, содержание хлора было не 21,1 *мг/л*, а 2,1 *мг/л*.

Источник неблагоустроен, но местным населением используется для питья в лечебных целях, а также для водопоя скота. Для оценки бальнеологических свойств источника необходимо провести соответствующие физико-химические исследования воды и рекогносцировочное гидрогеологическое обследование района источника, поскольку, по определению В. А. Смирнова, в воде источника несколько повышено содержание радона — 17,9 ед. Махе (65,16 эман).

71. Нурэнтуин-Аршан. Источник расположен в долине Керулена, в 105 *км* восточнее — юго-восточнее Улан-Батора и в 15 *км* к востоку, юго-востоку от Баян-Дэльгэр сомона. Абсолютная высота места выхода аршана около 1300 *м* (рис. 61).

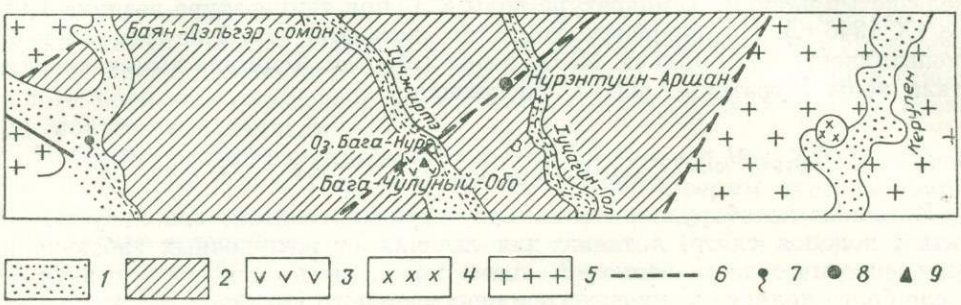


Рис. 61. Геологическая карточка района источника Нурэнтуин-Аршан (по материалам Н. А. Маринова, Р. А. Хасина и по личным наблюдениям В. Н. Попова).

1 — четвертичные аллювиальные отложения; *2* — третично-меловые отложения: толща рыхлых конгломератов, пестроцветные глины, сажистые глины с прослоечками углей; *3* — нижнемеловые (?) базальты и андезито-базальты; *4* — мезозойские лейкократовые граниты; *5* — герцинские граниты; *6* — тектонические нарушения; *7* — пресный родник; *8* — аршан (?); *9* — обо (священный знак из камней).

Район источника под названием Ногоин-Тала представляет собою большое четко видное расширение долины Керулена, аналогичное описанному нами в районе источника Сучжи-Аршан. Геологи Н. А. Маринов и Р. А. Хасин, посетившие указанный район в 1945 г., считают эту впадину тектонической, заполненной третичными (?) осадочными отложениями. Эффузивы, слагающие сопку Бага-Чулуный-Обо, расположенную в долине Керулена, они условно считают нижнемеловыми. В бортах долины Керулена обнажаются преимущественно герцинские граниты. Контакт между гранитами и третичными отложениями Н. А. Маринов и Р. А. Хасин считают тектоническим. Источник Нурэнтуин-Аршан зарегистрирован ими как обычный пресный родник с дебитом 2,2 *л/сек* (20/VI 1945 г.).

Сопоставив литологические составы развитых здесь осадочных пород и аналогичных пород других районов МНР, мы пришли к выводу, что на данной стадии изученности толщу осадочных пород, заполняющих долину Керулена, следует относить к нерасчлененным третично-меловым отложениям, это и отображено на геологической карточке (см. рис. 61), составленной по материалам Маринова и Хасина с учетом полевых наших наблюдений, сделанных в 1946 г.

Участок источника представляет собою заболоченность диаметром около 10 *м*. Среди заболоченности вода под напором выбивается в нескольких местах из желтовато-серого крупно- и среднезернистого песка с гравием и мелкой хорошо окатанной галькой. Галька состоит из песчаников, сланцев

и гранита. Часто встречается галька шлаковидной кирпично-красной лавы и кварца. Иногда попадаются угловато окатанные валуны диаметром до 10 *см* и обломки бурого угля. Из заболоченности, питаемой восходящим источником, вытекает в юго-восточном (156°) направлении ручей с дебитом 2,3 *л/сек* (27/IX 1946 г.), который примерно через 1 *км* теряется в плоском чашеобразном понижении Ногоин-Тала.

На юго-западном берегу заболоченности имеются кочковатость и несколько вытянутых в северо-восточном направлении небольших валов (вздутий), на их гребешках обнажаются круто залегающие прослои сильно выветренного бурого угля северо-восточного простирания 55°, падение на юго-восток под углом 80—85°. Можно предполагать, что такое крутое залегание пластов угля и появление их на поверхности земли обусловлены тектоническими нарушениями, с которыми связано и появление описываемого источника. Эта тектоническая зона проведена нами как предположительная (см. рис. 61).

Вода в расчищенном нами главном выходе — прозрачная, на вкус приятная, но с небольшим вяжущим привкусом; изредка газирует отдельными мелкими пузырьками. На заболоченных участках имеются опалесцирующие железистые пленки. Температура воды 4° С при температуре воздуха 1,0° С (28/IX 1946 г.). По опросным сведениям, источник зимой не замерзает. Радиоактивность воды 0,96 ед. Махе; дебит 2,3 *л/сек*. Формула химического состава воды Нурэтуин-Аршана следующая:

$$CO^{2}_{0,079};\ M_{0,26}\ \frac{HCO^{3}_{84}SO^{4}_{15}}{Ca_{60}(Na+K)_{25}Mg_{13}Fe_{2}}\ H^{2}SiO^{3}_{52,0};\ pH=7,0;\ T^{\circ}_{4,0}.$$

Источник не оборудован и сильно загрязнен скотом; используется для питья, водопоя скота, а также для лечения от желудочных заболеваний. Бальнеологическое значение источника может быть окончательно выяснено после более полного химического и спектрального анализов. Возможно, что это дериват напорных углекислых вод, разгружающихся в долине Керулена по тектонической зоне.

72. Галгатай-Аршан. По опросным сведениям, холодный сернистый источник находится в долине р. Галгатай — левого притока Толы, примерно в 108 *км* к северо-востоку от Улан-Батора в затухающих отрогах Хэнтейского хребта (см. рис. 63). В районе источника распространены палеозойские метаморфические породы и граниты. Сведения об источнике необходимо проверить.

73. Минеральные воды в районе колодца Ара-Булак. Колодец Ара-Булак находится на крайнем востоке МНР, примерно в 180 *км* к юго-востоку от Чойбалсана. Этот район представляет собою почти безлесную равнину с еле заметными в рельефе большими западинами.

Минеральные воды были встречены здесь двумя буровыми скважинами в 25 и 30 *км* южнее упомянутого колодца. Бурение производилось с целью поисков пресных подземных вод. По материалам первоисследователя П. И. Шувалова (1943 г.), одна из скважин (скв. 219) глубиной 50 *м* вскрыла песчаники, затем перемежающиеся пески, супеси и глины; ниже — снова пески. Вода появилась и установилась на глубине 33 *м* в светло-серых глинистых песках с гравием и галькой, подстилаемых на глубине 35,3 *м* прослоем глины мощностью около 1,3 *м*; ниже этих глин снова были вскрыты пески. Дебит скважины (при изоляции самого нижнего песчаного горизонта) при понижении уровня воды на 1 *м* достигал 2,7 *м*³/*ч* (0,75 *л/сек*). Формула химического состава воды Ара-Булака

$$CO^{2}_{2,25};\ M_{7,0}\ \frac{SO^{4}_{90}Cl_{10}}{(K+Na)_{39}Mg_{36}Ca_{23}Fe_{1,4}}\ pH<6,75;\ T^{\circ}_{6,2}.$$

Характерно для этой воды высокое содержание свободной углекислоты (2,25 *г/л*) и железа (0,040 *г/л*), отсутствие гидрокарбонатов (HCO_3) и зна-

чительное содержание сульфатов (4,31 *г/л*). Судя по результатам анализа (которые в будущем обязательно должны быть повторены в более полном объеме и более тщательно с проведением спектрального анализа и определением радиоактивности воды), возникновение таких вод можно объяснить следующим образом.

Полное отсутствие в воде гидрокарбонатного иона предполагается только при низком (ниже 4) значении pH, т. е. в кислых водах. Такие воды обычно образуются при окислении сульфидного рудопроявления в угленосных толщах, а также в тектонических зонах. В подобных условиях в воде появляется значительное содержание железа и большое содержание сульфатов, а иногда, особенно в тектонической зоне при наличии карбонатных пород, и значительное содержание углекислоты. Все это характерно для описываемой воды. Однако неизвестно, есть ли там перечисленные природные условия, особенно в отношении развития карбонатных пород. Кроме того, в таких случаях, т. е. при наличии большого количества в воде свободной углекислоты, в воде обычно присутствует и гидрокарбонатный ион. В приведенном же анализе он отсутствует. Правда, большое содержание в воде сульфатов часто связано с загипсованностью пород, что может быть и в данном районе. Однако этим не объясняется большое содержание в воде железа и свободной углекислоты. Остается предположить неточность анализа, когда вместо свободной серной кислоты ошибочно определена углекислота. Но это можно и нужно проверить повторным анализом.

Небезынтересно привести данные по второй буровой скв. 220. Она пройдена до глубины 49,8 *м*. Первые 40 *м*—по желтовато-серым супесям, затем до глубины 46,33 *м* вскрыты светло-серые, мелкозернистые водоносные пески, подстилаемые зеленовато-серыми плотными глинами. Вода появилась и установилась на глубине 36,4 *м*. Вскрытые буровыми скважинами породы Н. А. Маринов условно относит к верхнетретичным.

Производительность скв. 220 при понижении уровня воды на 1 *м* составляла 5,2 $м^3/ч$ (1,44 *л/сек*). Жесткость воды (общая) 24,46 *мг-экв*. По П. И. Шувалову, формула химического состава воды Ара-Булака следующая:

$$CO^2_{0,32};\ M_{2,9}\ \frac{SO^4_{60}Cl_{40}}{(Na+K)_{39}\,Mg_{35}Ca_{25}Fe_{1,6}}\ pH=6,75;\ T^{\circ}_{6,2}.$$

По химическому составу эта вода относится к тому же типу, что и вода скв. 219, но она значительно менее минерализована; в ней меньше сульфат-иона, возросло содержание хлор-иона. Кроме того, в воде в 7 раз меньше свободной углекислоты. Не выяснены те же вопросы, что и в первом случае.

Несомненно, что район колодцев Ара-Булак представляет большой интерес — здесь возможно как распространение редкого для МНР типа минеральных вод, так и вскрытие месторождения сульфидных руд. На это обращалось внимание в совместной работе по минеральным водам МНР Н. А. Маринова, В. Н. Попова, и Н. И. Толстихина [111] и в работе В. Н.Попова [156].

74. Аршантэ-Худук. Колодец Аршантэ-Худук, вскрывший слабо углекислую воду, находится на территории Восточно-Гобийского аймака, примерно в 125—130 *км* к юго-востоку от Ундэр-Хана и в 22 *км* к юго-западу от развалин бывшего монастыря Топулин хид, в безлесном холмисто-увалистом районе. Впервые он описан А. Я. Стефаненко, по данным которого колодец расположен в вершине глубокого оврага, в его сухом тальвеге. По-видимому, он приурочен к зоне контакта сильно измененных эффузивов, кристаллических сланцев и гранито-гнейсов с роговообманково-биотитовыми гранитами. Общая глубина колодца 2,65 *м* при глубине до воды 1,85 *м*. Температура воды 4,5° С при температуре воздуха 18° С

(27/VI 1944 г.). Дебит колодца 22 *м*³/*сутки*. Формула химического состава воды

$$CO^{2}_{0,155};\ M_{0,921}\frac{HCO^{3}_{68}SO^{4}_{18}Cl_{14}}{(Ca+Mg)_{66}(Na+K)_{34}}\ T^{\circ}_{4,5}.$$

Поскольку анализ воды полевой и, по-видимому, проводился с большим перерывом после взятия пробы, содержание в воде свободной углекислоты, возможно, занижено, а некоторые компоненты определены неточно.

Для отнесения воды Аршантэ-Худук к группе минеральных вод лечебного значения необходимы дополнительные, более детальные физико-химические исследования.

75. Толи-Булак (или Хонгорские ключи). Толи-Булак находится на территории Ундэршили сомона Восточно-Гобийского аймака. Точное месторасположение его неизвестно (см. рис. 63). Первые краткие сведения о Толи-Булаке приведены геологом В. К. Чайковским (1935—1936 гг.). Он отмечает, что это низкотемпературные, обычно незамерзающие зимой трещинные напорные воды, выходящие в зоне тектонического контакта граувакковой толщи с песчано-конгломератовой свитой; издавна используются населением с лечебной целью. Дебит родника около 5 *л*/*сек*.

Геолог Ю. С. Желубовский посетил Толи-Булак 27/VII 1946 г. По его данным, температура воды 10° С при температуре воздуха 29° С; дебит около 4 *л*/*сек*. Вода прозрачная, на вкус приятная; из нее очень редко выделяются пузырьки газа. Химический анализ отобранной им пробы воды производился в Улан-Баторе 25/X 1946 г. — 15/II 1947 г. Формула химического состава воды

$$M_{1,14}\frac{SO^{4}_{49}Cl_{32}HCO^{3}_{19}}{(Na+K)_{83}Ca_{12}Mg_{4}}\ pH=7,5\div 7,7;\quad Fe-2\ мг/л;\quad T^{\circ}_{10,0}.$$

Для определения бальнеологической ценности родника, поскольку он издавна известен как целебный и к тому же слегка газирует, необходимо в первую очередь провести детальные исследования физико-химических свойств воды.

ГЛАВА XII

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Проблема формирования подземных вод (в том числе и минеральных) — основная и сложнейшая проблема современной гидрогеологии. Определение закономерностей формирования и пространственного распространения основных типов подземных минеральных вод имеет большое научное и практическое значение не только для выявления и использования гидроминеральных ресурсов в лечебных, промышленных, энергетических и других народнохозяйственных целях, но и для правильного решения таких важных вопросов, как установление генетической связи процессов формирования и распределения отдельных типов минеральных вод с магматическими, метаморфическими, рудообразующими и прочими природными процессами, а также с геологоструктурными, климатическими и другими природными особенностями того или иного региона.

По вопросам формирования подземных минеральных вод накоплен сравнительно большой фактический материал в отечественной и зарубежной практике; опубликовано много работ, касающихся как частных, так и общих вопросов данной проблемы. В некоторых из них приводится краткий исторический очерк развития учения о минеральных водах, дается разбор наиболее распространенных гипотез о происхождении подземных вод, в том числе и минеральных, а также освещаются закономерности распространения минеральных вод на территории СССР и при этом делаются попытки создать основы гидрогеологии минеральных вод [143]. В других работах на основе рассмотрения существующих взглядов и разногласий на происхождение современных гидротерм предлагается классификация таких вод, охватывающая по содержанию не только термальные, но и почти все основные типы минеральных вод. При этом излагаются принципиальные взгляды автора на происхождение самих вод и на формирование их газового состава [60]. Интересные мнения по этому вопросу высказали и такие советские ученые, как А. Г. Аскеров, А. Е. Бабинец, А. Н. Бунеев, Н. А. Григорьев, П. В. Денисов, И. К. Зайцев, Н. К. Игнатович, М. Кашкай, В. Н. Корценштейн, С. Р. Крайнов, В. Н. Попов, Е. В. Посохов, А. А. Смирнов, В. М. Степанов, В. Г. Ткачук, Н. И. Толстихин, А. В. Щербаков и др.

По вопросам формирования подземных минеральных вод иногда возникают оживленные дискуссии. Однако до настоящего времени ряд вопросов формирования солевого и газового составов этих вод все еще остается спорным, требуется дальнейшее накопление фактического материала, изучение и обсуждение его. Дискуссии по общим и частным вопросам этой проблемы иногда возникают в связи с тем, что некоторые исследователи пытаются превращать выявленные ими особенности или закономерности формирования

природных минеральных вод или отдельных типов их, присущие какому-либо одному региону, в универсальные гипотезы и даже в теории, не считаясь с чрезвычайным многообразием природных условий не только всей земной планеты, но и отдельных крупных геоструктурных элементов ее (геосинклиналей, платформ, предгорных прогибов, выступов древнего кристаллического фундамента).

Каждый из таких геоструктурных элементов имеет сложную геологическую историю развития, в которой можно выделить общие и специфические черты, свойственные только определенным структурам или отдельным их частям. Это многогранное своеобразие проявляется в особенностях геологотектонических, гидрогеологических, геоморфологических, климатических и других природных условиях, которые в свою очередь определяют основное направление развития процессов формирования как главнейших типов природных минеральных вод, так и их разновидностей.

Приведенный фактический материал по минеральным источникам МНР, разбросанным на огромной (около 1 млн. $км^2$) площади, раскрывает ряд таких природных особенностей, пополняя и обогащая в какой-то мере материал, необходимый для более глубокого и правильного решения общей проблемы формирования природных минеральных вод.

Минеральные источники МНР для удобства сравнения их объединены в отдельные группы по температуре, по газовому и солевому составам, что в значительной степени облегчает также и выявление главнейших условий их формирования.

Все 30 углекислых источников относятся к группе холодных, т. е. с температурой ниже 20° С. Причем наиболее многочисленную группу среди них (24 из 30) составляют источники с температурой ниже 5° С. Они расположены на территории, примыкающей к южной границе островного распространения многолетнемерзлых пород, где среднегодовая температура воздуха колеблется от 0° до —2° С. В этом отношении, а также по температуре они близки к углекислым источникам Восточного Забайкалья СССР. Только 6 из 30 источников (№ 18, 24, 26—28 и 30) имеют температуру от 5,1 до 10°—15° С. Эти источники (за исключением источника № 24) расположены за пределами распространения островной «вечной» мерзлоты, где положительная среднегодовая температура воздуха колеблется от 0 до 2—3° С. Возможно также, что замер температуры воды в некоторых из них, по-видимому, в источнике-колодце № 24 произведен при высокой температуре воздуха без предварительной прокачки воды.

Судя по низким температурам углекислых вод, которые не отличаются от температур грунтовых и напорных подземных вод, вскрытых на той же территории колодцами и неглубокими (до 30—100 *м*) буровыми скважинами или проявляющихся в виде пресных родников, углекислые воды формируются на малых глубинах — не более первых сотен метров.

Совершенно другая картина выясняется при анализе температуры термальных вод. Среди них наибольшую группу составляют горячие и весьма горячие источники с температурой от 37° до 91,5° С. Температурный режим таких источников формируется на глубинах не менее 1500—3000 *м*. Таким образом, судя по температуре известных минеральных источников МНР, для углекислых вод характерны малые глубины — в пределах самых верхних частей тектонических зон, к которым они обычно приурочены, тогда как процессы формирования термальных вод связаны с крупными тектоническими зонами и протекают на значительно больших глубинах — порядка 1500 *м* и более.

По газовому составу четко выделяются две большие группы источников: углекислые холодные и азотные термальные.

Газовый состав термальных вод изучен недостаточно. Но судя по результатам анализа спонтанных газов из источника 31, а также по характеру газирования других аналогичных источников этой группы, можно с большой

долей вероятности предполагать, что основным компонентом в газовом составе этих вод является азот.

Для углекислых источников в большинстве случаев имеются химические анализы с определением (у места выхода воды) содержания в них свободной углекислоты. Для шести из них (4, 8, 11, 16, 17, 27), кроме того, есть результаты анализов спонтанных газов (табл. 52). Остальные источники отнесены к данной группе по характеру газирования и специфическим для этих вод вкусовым ощущениям, которые были отмечены исследователями.

Таблица 52

Газовый состав некоторых минеральных источников МНР, % об.

Номер и название источника	Дата взятия пробы	H_2	H_2S	CH_4 и др.	O_2	CO_2
4. Хучжирниго-Аршан	10/IX 1929 г.	—	Нет	—	7,2	63,6
8. Сучжи-Аршан	24/IX 1946 г.	Нет	»	Нет	—	92,86
11. Чжанчублинг-Аршан (буровая скв. 567)	I 1960 г.	»	»	Следы	0,3	95,9
16. Шэри-Аршан	4/X 1946 г.	»	»	Нет	—	95,39
17. Дашилингыйн-Аршан	8/X 1946 г.	»	»	»	—	98,13
27. Халдзан-Обо-Аршан	1958 г.	»	»	»	—	99,5
31. Хучжиртэ-Халун-Усу-Аршан (буровая скв. 7)	1/IV 1945 г.	—	—	5,62 *	—	0,44

* В том числе: метана 1,77%, этана 0,64%, пропана 1,12%, бутана 1,13%, высших 0,96%.

Номер и название источника	Дата взятия пробы	CO	N_2 + редкие газы	Тяжелые редкие газы	Легкие редкие газы	Температура воды, °С
4. Хучжирниго-Аршан	10/IX 1929 г.	—	29,2	0,316	0,001	4
8. Сучжи-Аршан	24/IX 1946 г.	Нет	14	—	—	2,5
11. Чжанчублинг-Аршан (буровая скв. 567)	I 1960 г.	—	3,8	—	—	?
16. Шэри-Аршан	4/X 1946 г.	Нет	4,61	—	—	0,6
17. Дашилингэйн-Аршан	8/X 1946 г.	»	1,87	—	—	4,5
27. Халдзан-Обо-Аршан	1958 г.	—	0,5	—	—	12—14,8
31. Хучжиртэ-Халун-Усу-Аршан (буровая скв. 7)	1/IV 1945 г.	—	93,94	—	—	50

В газовом составе группы углекислых источников МНР основным является углекислый газ (CO_2), содержание его колеблется от 93 до 99%. Исключение составляет Хучжирниго-Аршан, в воде которого углекислоты всего 63,6%, азота 29,2% и кислорода 7,2%. Однако следует отметить, что пробу газа из Хучжирниго-Аршана отбирал рабочий, возможно в газ попал атмосферный воздух. Поэтому анализ следует повторить.

По содержанию свободного углекислого газа углекислые источники МНР распределяются на группы, указанные в табл. 53.

Из табл. 53 видно, что в большом количестве источников содержатся значительные концентрации свободной углекислоты, превышающие 2 *г/л*. К ним относятся: Сучжи-Аршан (№ 8)—3,7 *г/л*; минеральные воды в районе Дзамын-Удэ (№ 30)—3 *г/л*; Улан-Батырыин-Аршан (№ 10)—3 *г/л*; Дашилингыйн-Аршан (№ 17) — 2,37 *г/л*; Аршан-Булак (№ 22) — 2,3 *г/л*; Чжанчублинг-Аршан — 2,17 *г/л*; Менза-Аршан (№ 1) — 2,13 *г/л*; Урта-Аршан (№ 15) — 2,08 *г/л*; Ара-Нурыйн-Аршан (№ 28) — 2,04 *г/л*.

Таблица 53

Распределение свободной углекислоты в углекислых аршанах

Содержание CO_2, *г/л*	Количество источников		Номера источников
	общее	%	
0,25—0,5	1	3,33	18
0,51—1,0	3	10,0	25, 26, 29
1,01—2,0	6	20,0	9, 16, 20, 21, 24, 27
2,01—3,0	8	26,7	1, 10, 11, 15, 17, 22, 28, 30
Более 3,0	1	3,33	8
Неизвестно	11	36,64	2—7, 12, 13, 14, 19, 23
Всего	30	100	

По составу газа и по общим геологическим условиям углекислые источники МНР более близки к углекислым источникам соседней территории СССР (Восточное Забайкалье). Поэтому прежде чем делать выводы о происхождении углекислого газа в минеральных источниках МНР, следует рассмотреть существующие суждения о забайкальских природных углекислых водах.

Наиболее полно этот вопрос освещен в трудах Н. И. Толстихина. В специальной работе «Газы Восточного Забайкалья» [203], а также в совместной работе с В. Г. Ткачук [122] Н. И. Толстихин в соответствии со взглядами В. И. Вернадского [24, 25, 27] о составе и строении газовых оболочек земного шара приходит к заключению, что для Забайкалья зональное расположение таких оболочек подтверждается данными о газовом составе минеральных источников указанного региона. Углекислые источники Забайкалья, по Н. И. Толстихину, связаны с трещинами средней глубины в земной коре, где залегает оболочка углекислого газа, а ниже — оболочка азота. Накопление углекислоты в таких трещинах земной коры, по Н. И. Толстихину, могло произойти в результате «сложного комплекса тектонических процессов и вулканизма в недавнее время» [203, 205, 206, 207, 208, 210]. При этом минеральные источники непрерывно истощают запасы углекислоты подземных атмосфер, что в отдаленной перспективе может привести к превращению Забайкалья из страны нарзанов в страну, лишенную углекислых источников, например, как Урал, Фенно-Скандия, Южно-Русская кристаллическая полоса [203] [1]. В другой работе Н. И. Толстихина [70, стр. 30] отмечается, что «углекислые минеральные источники особенно характерны для молодых горных сооружений, где наблюдается нередко связь их с проявлениями недавней или современной магматической деятельности». Здесь те же положения выражены в несколько смягченном виде, поскольку вводится слово «нередко» (т. е. допускаются исключения — *В. П.*).

В последней работе, вышедшей под редакцией Н. И. Толстихина и В. Г. Ткачук [122], снова подчеркивается, что сторонники вулканического (магматогенного) происхождения углекислоты, к которым Н. И. Толстихин относит и себя, «рассматривают углекислый газ минеральных вод Забайкалья как мофетты — продукты затухающей вулканической деятельности» [122, стр. 184]. В то же время допускается возможность образования в некоторых случаях углекислоты и в результате других (экзогенных) процессов [стр. 187].

Примерно с таких же позиций рассматривает происхождение углекислоты в холодных углекислых минеральных водах В. Г. Ткачук. Он пишет: «Месторождения углекислых минеральных вод Даурской области (юго-

[1] В этой же работе Н. И. Толстихина указаны и другие возможные случаи образования углекислого газа и иных природных газов Забайкалья (*прим. ред. — Н. Т.*).

восточное Забайкалье СССР — *В. П.*) приурочены к тектоническим разломам и зонам тектонического дробления изверженных и метаморфических пород; формирование их связано с инфильтрацией атмосферных осадков и насыщением глубинной углекислотой, выделяющейся в результате метаморфизации пород в районах молодых вулканических интрузий» [201, стр. 261].

На приуроченность углекислых вод к очагам молодой магматической деятельности не раз указывал А. М. Овчинников [137, 140, 141, 142, 143, 144, 146, 147], правда, делая иногда некоторые отступления.

Проявление углекислого газа в группе кавказских минеральных источников Ф. А. Макаренко также объясняет внедрением по зонам разлома глубинной углекислоты, связанной с магматическими очагами Эльбруса и лакколитов Пятигорья [106, 107, 108].

Взглядов магматического происхождения углекислоты в кавказских минеральных водах придерживаются И. Я. Пантелеев [150], А. Л. Шинкаренко и др. Однако А. Л. Шинкаренко наряду с этим допускает частичное образование углекислоты в результате биохимических процессов, которые, по ее мнению, могут преобладать на периферии альпийской складчатости, в тектонически ненарушенных районах [229, 230].

Идеи как биохимического, так и метаморфического происхождения углекислоты в подземных водах отражены в работах О. А. Алекина [1], В. В. Белоусова [15], А. Л. Козлова [83], А. А. Саукова [178] и др. Своеобразную концепцию о происхождении углекислоты в холодных углекислых водах Восточного Забайкалья за счет «термального метаморфизма осадочных пород», заполняющих впадины, выдвинули И. И. Кобозев и А. П. Карасева (79). Несколько позже А. П. Карасева целиком перешла на позиции вулканогенного происхождения углекислоты в тех же Забайкальских источниках [1].

Существуют и другие точки зрения на природу углекислоты в подземных углекислых минеральных водах. Они обстоятельно изложены в работе по минеральным водам южной части Восточной Сибири, вышедшей под редакцией В. Г. Ткачук и Н. И. Толстихина [122]. На некоторых из них мы остановимся в дальнейшем при рассмотрении отдельных вопросов данной проблемы применительно к территории МНР.

Проанализировав наиболее распространенные гипотезы о происхождении углекислого газа в минеральных источниках, можно прийти к заключению, что большинство советских исследователей, признавая накопление углекислого газа в земной коре в результате различных эндогенных и экзогенных процессов, при рассмотрении данной проблемы применительно к типичным углекислым источникам Забайкалья, Тянь-Шаня и Кавказа (СССР), высказываются в пользу эндогенных процессов, не придавая существенного значения экзогенным процессам, которые в настоящее время снова выдвинуты на обсуждение А. А. Смирновым [183—185], В. М. Степановым [188] и А. В. Щербаковым [233].

Не располагая полными сведениями о составе спонтанных газов в углекислых водах, формирующихся в различных природных условиях МНР, о режиме и микрокомпонентном составе источников, а также учитывая еще недостаточную геолого-тектоническую и палеогеографическую изученность этой территории, трудно отрицать связь образования углекислоты минеральных источников МНР с вулканическими или термометаморфическими процессами, протекающими в земной коре; тем более, что на территории МНР широко распространены явления недавно угасшей вулканической деятельности — большие излияния молодых (включая четвертичное время) базальтовых лав.

В то же время одними лишь вулканическими явлениями или связанными с ними процессами термометаморфизма горных пород нельзя объяснить,

---

[1] Вопросы формирования минеральных вод СССР. Изд. Министерства здравоохранения СССР, 1960.

как нам представляется, некоторые природные особенности и закономерности распространения минеральных, в том числе и углекислых, вод на территории МНР. Так, например, интенсивная вулканическая деятельность характерна и для запада МНР (горная область Хангая) и для востока страны. Это области широкого распространения молодых (кайнозойских) эффузивов; причем на западе страны (в Хангае) мощные излияния базальтовых лав происходили и в четвертичное время. Однако на западе страны, где, казалось бы, углекислые источники должны иметь самое широкое развитие (как это следует из положений гипотезы о вулканическом происхождении углекислоты в подземных водах), их в действительности нет. Здесь, наоборот, широко распространены азотные термы. На востоке же страны (затухающие восточные отроги Хэнтэя и Восточно-Монгольские равнины) широко проявляются только холодные углекислые воды и неизвестны термальные источники, газирующие преимущественно азотом.

Приведенные факты указывают на то, что не наблюдается прямой генетической связи углекислых вод с молодыми вулканогенными процессами, в данном случае с излияниями базальтовых лав. На это обращалось внимание исследователей в более ранних работах В. Н. Попова [154, 155, 156, 158]. К такому же выводу пришел и С. Р. Крайнов [89] после изучения минеральных вод Приморского края. Он пишет: «Прямая генетическая связь углекислых вод с молодыми (раннечетвертичными) излияниями базальтовых лав, отмеченная некоторыми авторами, по нашему мнению, отсутствует, так как углекислые воды широко развиты и вне районов развития молодых лавовых покровов (углекислые источники Главного антиклинория Сихотэ-Алиня). В то же время в районах развития лавовых излияний, тяготеющих к Береговому разлому, преобладают азотные воды, причем в некоторых случаях наблюдается непосредственное излияние азотных термальных вод из трещин в покровах раннечетвертичных базальтов». Это же было отмечено в одной из более ранних работ А. М. Овчинникова для территории Малого Кавказа [141]: «Зона углекислых вод и терм Малого Кавказа отличается от первой зоны углекислых вод Центрального (Большого) Кавказа тем, что в ней, кроме углекислых вод, получают большое развитие азотные термы. Распространение тех и других не контролируется ареалом около молодых эффузий, чрезвычайно широко развитых в Малом Кавказе, а подчиняется определенным структурным и стратиграфическим закономерностям, особенно ярко выраженным в Аджаро-Триалетской системе. Углекислые гидрокарбонатные воды связаны с карбонатными флишевыми толщами верхнего мела и палеогена, азотные сульфатно-хлоридные термы с температурой не выше 50° С приурочены исключительно к туфогенной толще эоцена».

Далеко не на всей территории также и Забайкалья (СССР), где распространены углекислые источники, последние контролируются излияниями молодых (кайнозойских) эффузивных лав; интрузивная же деятельность закончилась здесь значительно раньше.

Краткий обзор суждений о вулканическом происхождении углекислоты в минеральных водах небезынтересно закончить высказыванием по этому вопросу сторонника эндогенного (термометаморфического) образования углекислоты В. В. Иванова, занимавшегося изучением минеральных вод в областях современных вулканических очагов. Относительно углекислых терм Камчатки он пишет: «Современные вулканические явления обусловливают вынос к поверхности значительных количеств высокотемпературных газов магматического и метаморфического происхождения, в том числе углекислоты. Однако, во-первых, распространение образующихся при этом гидротерм территориально ограничивается сравнительно небольшими участками вокруг действующих вулканов с радиусом порядка десятка километров, во-вторых, газовый состав этих вод представлен, как правило, не только углекислотой. Углекислые гидротермы наблюдаются в этих условиях обычно

лишь в виде дериватных, не характерных, незначительных по размерам источников. Предполагать, как это допускают некоторые исследователи, что все углекислые термы областей современного вулканизма формируются в результате метаморфизации (в процессе взаимодействия с породами) фумарольных терм, конечно, невозможно» [62, стр. 51—52].

Невольно возникает вопрос, не пора ли рассмотреть наблюдающееся пространственное совпадение углекислых минеральных источников и молодых лавовых излияний не как генетическую связь углекислоты с вулканической деятельностью, а как парагенетическую зависимость того и другого от особенностей неотектонических движений и характера образующихся при этом тектонических трещин и зон разлома в земной коре. В зависимости от геоструктурных особенностей региона они могут обусловливать не только приуроченность к ним молодых лавовых излияний, но и формирование в них в одних случаях углекислых, в других азотных или смешанного типа минеральных вод. У нас нет достаточных данных безоговорочно утверждать высказанное положение, но ставить этот вопрос на обсуждение необходимо: уже накопилось большое количество фактического материала полевых исследований как в СССР, МНР, так и в других странах.

На основании изложенного можно утверждать, что вопрос о происхождении углекислоты в природных минеральных углекислых водах нельзя решать с позиций какой-либо одной гипотезы, как бы она не привлекала исследователя своими внешне логическими доводами, иногда претендующими даже на универсальность. Необходимо учитывать и тщательно изучать все многообразие природных условий и особенностей исследуемого региона, помня о том, что в процессе формирования основных типов минеральных вод участвует целая гамма природных факторов. При этом каждый фактор накладывает какой-то свой отпечаток на направленность и характер данного процесса и при соответствующих благоприятных условиях может стать ведущим или одним из главных в формировании основного солевого или газового состава минеральных вод или их некоторых особенностей и разновидностей [158].

По комплексу природных факторов и роли каждого из них в формировании основных типов минеральных вод провинции распространения углекислых и азотных минеральных вод МНР характеризуются как общими, так и далеко различающими их чертами. Рассмотрим это несколько подробнее.

На востоке страны, где распространены холодные углекислые воды, широко развиты нормально-осадочные (неметаморфизованные) континентальные образования мезо-кайнозоя, часто обогащенные органическим веществом. Об этом свидетельствуют встречающиеся здесь битуминозные сланцы, угли и даже нефть. Отложения мезо-кайнозоя заполняют большей частью многочисленные тектонические котловины и впадины, в то время как разделяющие их горные кряжи, вытянутые преимущественно в северо-восточном направлении, представлены главным образом сильно метаморфизованными породами палеозоя с интрузиями герцинских и реже условно мезозойских гранитоидов и эффузиями средних и основных лав мезо-кайнозоя.

На западе страны такие же метаморфические, интрузивные и эффузивные породы участвуют в строении горного хребта Хэнтэй и центральных частей горноскладчатой области Хангая, на территории которых развиты азотные термы. Однако здесь в отличие от восточной части страны они имеют господствующее распространение, а нормально-осадочные образования мезо-кайнозоя — резко подчиненное, только изредка встречаясь в ряде крупных речных долин или в отдельных межгорных впадинах.

Еще более резкое различие между этими двумя провинциями минеральных вод наблюдается в рельефе и особенностях тектонического развития их в третично-четвертичное время, в результате чего на их территориях создались разные гидрогеологические структуры. Территория азотных терм представляет собою типичную горноскладчатую область, сформиро-

вавшуюся в основных чертах в конце третичного — в начале четвертичного времени, когда здесь широко проявились самые крупные в стране дифференцированные поднятия больших блоков земной коры (типа байкальских сводовых поднятий). Эти поднятия сопровождались глубокими радиальными разломами и излияниями базальтовых лав. Территория тектонически активна и в современную эпоху [9, 116, 187], она имеет общую тенденцию к интенсивному воздыманию.

Совсем иными условиями характеризуется территория холодных углекислых вод, расположенная на востоке страны. В тектоническом развитии она имеет общую тенденцию к опусканию, на фоне которого дифференцированные неотектонические движения проявились значительно слабее в виде неравномерных перемещений более мелкого масштаба и более мелких блоков земной коры, образовавших многочисленные прогибы, мульды и впадины. В рельефе здесь преобладают формы холмисто-увалистые и степные почти равнины. Современная сейсмичность этой территории также слабая.

Таким образом, провинции холодных углекислых вод и азотных терм никак не отличаются между собою проявлениями на их территориях самого молодого (третично-четвертичного) вулканизма. В то же время они характеризуются совсем иными, значительно различными условиями тектонического развития в последний (третично-четвертичный) период. Различное тектоническое развитие указанных провинций предопределило главнейшее направление развития в пределах каждой из них своеобразного комплекса природных условий (геолого-структурных, геоморфологических, термогидродинамических, геохимических и др.). Этот комплекс природных условий и определил особенности формирования солевого и газового составов подземных, в том числе и основных типов минеральных вод.

Из этого не следует, что в данном случае не придается никакого значения вулканическим (магматогенным) процессам. Несомненно, что тектоническое развитие основных геолого-структурных элементов на территории МНР в свою очередь тесно взаимосвязано с магматическими процессами, происходящими в недрах земли. Однако не они определяют, как это было показано, формирование главнейших типов подземных вод, в том числе и минеральных, а упомянутый выше комплекс природных факторов, обусловленный историей и характером неотектонических движений. Причем от характера тектонических трещин, по-видимому, в значительной степени зависят также и особенности проявления в земной коре и на ее поверхности продуктов вулканической (магматогенной) деятельности в виде интрузий или излияний различных лав.

С позиций признания ведущей роли в формировании главнейших типов минеральных вод за неотектоническими процессами и особенностями их проявления в виде упомянутого комплекса природных факторов, с учетом также какого-то влияния магматогенных процессов, более объяснима приуроченность:

1) азотных терм — к глубоким тектоническим разломам в областях интенсивных воздыманий крупных блоков земной коры (типа байкальских сводовых поднятий) как на территории МНР (горноскладчатые области Хэнтэя, Хангая и Монгольского Алтая), так и на соседней территории СССР (Восточное Прибайкалье), для которых характерна продолжающаяся и в современную эпоху тектоническая активность (высокая сейсмичность территорий);

2) холодных углекислых вод — преимущественно к широким зонам сопряжения областей, имеющих тенденцию к общему относительному опусканию (затухающие восточные отроги Хэнтэя и Восточно-Монгольские холмистые равнины МНР и юго-восточное Забайкалье СССР), с областями крупных сводовых поднятий байкальского типа (горноскладчатая область Хэнтэя в МНР и ее северо-восточное продолжение на территории СССР — Ингодино-Чикойский район).

Эти зоны сопряжения характеризуются значительно меньшей сейсмичностью и относительно слабым и своеобразным проявлением неотектонических движений в виде узких, линейно вытянутых в северо-восточном направлении поднятий и опусканий с небольшими градиентами абсолютных и относительных высот. Вдоль бортов таких впадин часто отмечаются разрывные нарушения, преимущественно с надвиганием в конце третичного — в четвертичное время юго-восточных бортов в северо-западном направлении.

Глубинные зоны таких разломов, а также сопровождающих их поперечных сбросо-сдвигов представляют собою закрытые трещины, неблагоприятные для накопления и интенсивного движения по ним подземных вод. В таких разломах подземные, в том числе и минеральные, воды формируются под влиянием главным образом экзогенных процессов в самых верхних, наиболее выветрелых, более трещиноватых и промытых частях их, нередко в пределах глубины местных эрозионных врезов современных крупных речных долин или древних межгорных впадин.

К сожалению, вопросам о роли экзогенных процессов в формировании минеральных вод и особенно их газового состава уделяется незаслуженно мало внимания, о чем, развивая идеи А. А. Смирнова [183], писал А. В. Щербаков [233]. Он убедительно показал на конкретных многочисленных примерах роль экзогенного метаморфизма в формировании природных газов литосферы и подземной гидросферы, в том числе углекислоты и сероводорода в природных минеральных водах.

Противники предположения о возможном в некоторых случаях накопления углекислоты в минеральных водах в результате экзогенных процессов (которые нельзя игнорировать полностью, ибо они в природе протекают и имеют в своей основе известные законы физико-химии) пытаются доказать (пока безуспешно), что масштаб этих процессов так невелик, что они не могут привести к накоплению в подземных водах углекислоты в концентрациях выше 0,75 *г/л*, позволяющих относить такие воды к группе углекислых минеральных вод. Такое утверждение, во-первых, опровергается фактами, приведенными в упомянутой работе А. В. Щербакова, во-вторых, не мобилизует исследователей на экспериментально-лабораторную, а также на дальнейшую полевую проверку этого явления в различных природных условиях. Наконец, бездоказательное игнорирование даже возможности протекания экзогенных процессов при формировании углекислоты в углекислых минеральных водах не придает большей убедительности гипотезам эндогенного ее происхождения, которые по отношению к типичным углекислым минеральным водам пока что «обосновываются» одними лишь логическими рассуждениями и аналогиями.

Тем не менее сторонники гипотезы термометаморфического происхождения углекислоты в минеральных водах пытаются придать ей универсальное значение [146]. Они утверждают следующее: «... установлены два основных пути образования углекислоты в земной коре — термометаморфической (отчасти собственно магматический) и биохимический. При этом главными процессами, приводящими к образованию высоких концентраций углекислоты в подземных водах, являются новейшие магматические и термометаморфические процессы, вызванные внедрением магмы в толщи горных пород».

А. М. Овчинников конкретизирует процессы термометаморфического образования углекислоты как в отношении места, так и времени их действия, поясняя, что «углекислота, насыщающая минеральные воды в сфере влияния магматических очагов, образуется при воздействии высоких температур на окружающие породы, т. е. при контактовом метаморфизме. В современную эпоху углекислые воды проявляются т о л ь к о на у ч а с т к а х я в н ы х и л и с к р ы т ы х о ч а г о в н е о и н т р у з и и н е д р е в н е е п а л е о г е н а (разрядка наша — *В. П.*), причем многие факты

указывают на общую тенденцию к сокращению площадей распространения углекислых вод» [144, стр. 10, 11; 148, стр. 33].

Напомним о том, что в 1948 г. А. М. Овчинников вообще отрицал какой-либо контроль распространения углекислых вод «ареалом около молодых эффузий» (см. приведенную ранее цитату из его работы [141]. Кроме того, сторонники гипотезы термометаморфического образования и накопления углекислоты в подземных водах, не признавая иных мнений по этому вопросу, по-видимому, не совсем уверены в незыблемости и правоте своих предположений. Иначе нельзя объяснить такую быструю модификацию их взглядов и существа самой гипотезы без оправдывающей аргументации. В самом деле, в 1958 г. утверждается, что геологический возраст неоинтрузий, на участках которых только и могут проявляться подземные углекислые минеральные воды, должен быть «... не древнее палеогена» [144], а в 1960 г. возраст таких же интрузий провозглашается более молодым «раннечетвертичным и позднетретичным» [58, стр. 14]. Эти «утверждения» о возрасте неоинтрузий, обусловливающем накопление углекислоты в минеральных водах, часто умозрительные и не могут быть приняты, тем более как атрибуты гипотезы, претендующей на универсальность.

Если бы накопление углекислоты в подземных минеральных водах во всех случаях обусловливалось контактовым термометаморфизмом, возникающим при внедрении в земную кору молодых интрузий, то казалось бы очевидным, что глубокие тектонические разломы только бы благоприятствовали разгрузке по ним углекислоты, несомненно, образующейся при этом на больших глубинах при высоких температурах и давлениях. В таких случаях в областях крупных сводовых поднятий (запад МНР и Прибайкалье в СССР), где подобные разломы широко распространены, следовало бы ожидать многочисленного проявления углекислых источников. На самом же деле в этих тектонических зонах, как было показано, формируются главным образом азотные термы. На востоке МНР и в юго-восточном Забайкалье СССР, где с позиций термометаморфического происхождения углекислоты, условия для ее проявления в приповерхностных зонах земной коры и на ее поверхности неблагоприятны из-за отсутствия здесь глубоких открытых тектонических трещин, облегчающих миграцию углекислоты к поверхности земли, в действительности же широко распространены углекислые источники и нет азотных терм.

Напомним, что эндогенные процессы недавнего геологического прошлого привлекаются для объяснения не только происхождения углекислоты в холодных углекислых водах, но и других явлений. Известный русский геолог М. П. Усов [216, 217] и геологи американской экспедиции, побывавшие в МНР (1922—1923 гг.), столкнувшись с азотными термальными источниками МНР (первый — в Хэнтэе, а вторые — в Хангае), пытались объяснить происхождение совершенно иного типа минеральных вод той же молодой, зарождающейся на глубине, интрузивной деятельностью.

Все это говорит не в пользу универсальности эндогенной гипотезы происхождения углекислоты в подземных водах, а скорее подтверждает прекрасные слова В. И. Вернадского [29]: «Когда в геологических объяснениях прибегают к внутренности земли, это обыкновенно означает, что наших знаний не хватает для точного и определенного ответа для объяснения явления».

Ряд исследователей (М. А. Кашкай, 1952; Е. А. Пресняков, 1957 и др.) при наличии в разных регионах разных условий молодой магматической деятельности объясняет развитие углекислых вод в некоторых из них широким участием в геологическом строении таких регионов карбонатных пород, являющихся источником образования углекислоты при термометаморфизме. Причем иногда ссылаются на Д. С. Коржинского [87], указывавшего, что всякий метаморфический процесс, независимо от наличия карбонатных

пород, совершается в земной коре в присутствии водных растворов, содержащих ювенильную углекислоту.

Видимо, эти исследователи хотят подчеркнуть, что в районах развития карбонатных пород данный процесс протекает наиболее эффективно и обусловливает обильное накопление углекислоты в подземных водах [6]. Эта идея интересна. При дальнейших полевых и лабораторных исследованиях необходимо проверить ее положения. Тем более, что в последнее время опубликованы интересные данные Н. И. Хитарова о результатах экспериментально-лабораторных исследований взаимодействия воды с мергелями палеогеновой ессентукской свиты при температуре 200° С и давлении 16 *ат*. Оказалось, что 1 *л* воды за 4 *ч* с 50 *см*^{2} поверхности мергеля вызывает отдачу «почти 100 *мг/л* газообразной углекислоты». При 400° С и давлении 800 *ат* отдача достигает почти 200 *мг/л*. Н. И. Хитаров делает вывод, что «... сочетание температуры и воды в присутствии карбонатов ведет к появлению углекислого газа и минерализованной воды» [221, стр. 82].

Однако надо иметь в виду, что и этим фактором, т. е. широким развитием карбонатных пород в областях позднеальпийской складчатости и магматизма, не всегда контролируется распространение углекислых минеральных вод. Кроме того, не следует забывать, что ни акад. Д. С. Коржинский, ни акад. А. Г. Бетехтин [17] в своих работах, на которые делаются ссылки как на доказательство во всех случаях связи подземных углекислых вод (с концентрациями углекислоты более 0,75 *г/л*) с молодыми магматогенными процессами, сами этот вопрос в таком аспекте, т. е. применительно к углекислым минеральным водам, не рассматривали.

Таким образом, в настоящее время вопрос о происхождении углекислого газа в подземных углекислых минеральных водах является спорным, еще не решенным, тем более однозначно в пользу универсальности той или иной гипотезы (об эндогенном или экзогенном ее происхождении).

Природные условия Земли и происходящие в ней процессы столь сложны и многообразны, что вряд ли правильно и оправданно объяснять формирование подземных углекислых вод с позиции только одной из упомянутых гипотез, без раскрытия конкретных условий, процессов, явлений и реакций, ведущих к образованию хотя бы главнейших типов минеральных вод.

Еще в конце прошлого столетия известный русский исследователь-геолог И. В. Мушкетов, касаясь этого интересного вопроса, не допускал однозначного его решения. Он писал: «... углекислота получается или непосредственно вследствие выделения из вулканических очагов, или же является продуктом разложения невулканических пород... Во втором случае она получается сложным путем, например, при окислении серных колчеданов происходит свободная серная кислота, которая, при встрече с известняками или вообще с карбонатами, превращает их в сульфаты, а углекислоту вытесняет и делает свободную: при этом, в зависимости от условий, свободная углекислота насыщает воду или же соединяется с основаниями и дает источники со смешанными углекислыми и сернокислыми солями. Такие процессы объясняют нахождение углекислых источников в области осадочных пород вдали от вулканов»[1] (разрядка наша — *В. П.*).

При дальнейших исследованиях минеральных вод лечебного значения необходимо к решению вопроса о происхождении углекислоты в подземных углекислых водах подходить гораздо шире, т. е. не только с позиций одной гипотезы эндогенного ее образования, но и учитывать и изучать в этом сложном процессе также роль экзогенных факторов: биохимические процессы преобразования органического вещества, заключенного как в почвах и гор-

---

[1] Мушкетов И. В. Физическая геология. 3-е изд., 1926.

ных породах,[1] так и в самих подземных водах; сложные химические процессы, протекающие при окислении сульфидов, особенно в толщах карбонатных пород. Нельзя также не учитывать термодиффузионного разделения атмосферных газов, которое почти непрерывно происходит в тектонических трещинах и карстовых пустотах в зоне аэрации земной коры. Наконец, следует выяснить роль почв, в которых, как в буферных горизонтах между атмосферой, литосферой и гидрогеосферой, протекают с участием растительности очень сложные процессы — превращение органического вещества в неорганическое и, наоборот, неорганического в органическое; в этих процессах участвуют атмосферная углекислота и та, которая образуется при сложных почвенных процессах [228].

Нет оснований отрицать, что перечисленные факторы, действующие главным образом в зоне аэрации и в самых верхних горизонтах подземных вод, при соответствующих благоприятных условиях, тем более в своем сочетании, также могут способствовать обогащению подземных вод углекислотой в значительных количествах, особенно в окислительной геохимической обстановке. Такой подход к изучению сложных процессов и явлений формирования подземных вод, происходящих главным образом в зонах выветривания и подземной гидросферы земной коры, вызван самим положением этой части нашей планеты как пограничной зоны между атмосферой и глубинными частями Земли. В данной зоне должны находить отражение как эндогенные процессы, протекающие на больших глубинах Земли и распространяющиеся радиально, так и экзогенные процессы, идущие под влиянием главным образом атмосферы в виде сложных окислительно-восстановительных реакций и биогенных процессов, происходящих в зонах аэрации и подземной гидросферы при взаимодействии горных пород, воды, газа и живого вещества.

Поэтому в некоторых случаях ведущая роль в образовании и накоплении углекислоты в углекислых подземных водах, по-видимому, будет принадлежать главным образом эндогенным факторам, особенно в областях современной вулканической деятельности и при широком распространении в геологическом разрезе карбонатных пород.

По А. П. Виноградову [32], в нижней зоне земной коры, куда внедряется легкоплавкая фракция вещества мантии Земли, обогащенная летучими продуктами (HCl, HF, S, $B(OH)_3$), протекают сложные процессы взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов (гидротермальные, пневматолитические и другие процессы). Эти процессы часто сопровождаются образованием и накоплением углекислоты, которая при благоприятных условиях может проявиться наряду с другими летучими компонентами в подземных водах и источниках. Однако ювенильное происхождение такой углекислоты в углекислых минеральных водах, вытекающих на поверхность земли в виде источников или вскрываемых буровыми скважинами, в настоящее время определить нельзя.

За пределами вулканических областей не малая, а в некоторых случаях, по-видимому, и ведущая роль может принадлежать экзогенным факторам, так как за пределами очагов современной вулканической деятельности глубинные (эндогенные) процессы могут проявляться в приповерхностной зоне земной коры только в особо благоприятных условиях и то лишь в виде их слабых отзвуков — различные пароводяные и газовые эманации, которые, вступая во взаимодействие с горными породами и водами гидрогеосферы, особенно в зоне выветривания земной коры, становятся трудно качественно и количественно определяемыми. Эту мысль хорошо выразил акад. А. П. Виноградов [32, стр. 8]: «В настоящее время нет возможности определять

[1] Автор упускает из виду, что большинство углекислых вод Даурской гидроминеральной области формируется в гранитах. Из них во многих случаях и изливается на поверхность углекислая минеральная вода (*прим. ред. — Н. Т.*).

непосредственно в любом источнике воды, поднимающемся на поверхность земли, пай ювениальной воды. Некоторые надежды в этом направлении, может быть, имеются в области изучения изотопных равновесий, в частности изотопов H и O». Даже в воде, выносимой вулканами, пай ювениальной воды по косвенным признакам, как указывает А. П. Виноградов, определяется величиной порядка нескольких процентов, «... остальная масса — вода возрожденная, неоднократно участвующая в круговороте веществ на поверхности земли».

Следовательно, решая вопрос о генезисе углекислоты в природных минеральных водах или каких-либо микрокомпонентов их солевого состава, нельзя принимать за доказательство лишь ссылку на магматогенное (вулканическое или метаморфическое) их происхождение. К сожалению, так часто делают некоторые исследователи — сторонники эндогенного происхождения упомянутых компонентов в подземных водах, ограничивая иногда для «большей убедительности» магматическую деятельность молодым (к тому же совершенно произвольным — *В. П.*) геологическим возрастом. Нельзя считать достаточными и убедительными одни только утверждения об экзогенном происхождении углекислоты в природных минеральных водах в результате биохимических и химических процессов или термодиффузионного разделения атмосферных газов и других экзогенных процессов.

Как в том, так и в другом случае требуется глубокий и всесторонний анализ всего комплекса природных условий, факторов, процессов и явлений, наблюдаемых в верхней зоне земной коры, где зачастую происходит формирование солевого и газового составов основных типов подземных, в том числе и минеральных, вод и их разновидностей.

Необходимо в дальнейшем накапливать фактические данные полевых наблюдений в различных природных условиях распространения углекислых вод и одновременно проводить широкие экспериментально-лабораторные исследования. Только так можно более обоснованно раскрыть закономерности, процессы и явления, обусловливающие формирование подземных углекислых минеральных вод в конкретных геолого-структурных, геохимических, климатических и других природных условиях того или иного региона.

Мы полностью разделяем мнение Н. И. Толстихина и В. М. Степанова о том, что «... по мере накопления фактов будут оттачиваться наши представления о природе газов в минеральных водах..., будут укрепляться одни гипотезы, превращаясь в теории, и отмирать другие» [122, стр. 187].

Азот в газовом составе термальных источников. Поскольку выполнен единственный анализ газового состава термального источника Хучжиртэ (см. табл. 52), крайне ограничено суждение о происхождении азота в минеральных источниках МНР, тем более, что этот вопрос не решается однозначно и для аналогичных терм СССР, газовый состав которых изучен несравненно лучше.

Н. И. Толстихин [205], основываясь, как уже отмечалось, на взглядах В. И. Вернадского о зональном строении газовых оболочек земной коры, считает, что Забайкальские термы выносят азот с больших глубин, где с магматическими очагами и, по-видимому, с радиоактивными процессами связаны азотная оболочка, благородные газы, сероводород, отчасти метан. Поскольку углекислая оболочка в Забайкалье, по мнению Н. И. Толстихина, разгружается быстрее, чем азотная, процесс развивается в сторону замещения оболочки углекислоты азотом, залегающим в земной коре ниже. Характеризуя вторую провинцию азотных терм, Н. И. Толстихин пишет: «В ее состав входят: районы, где имеются проявления молодого вулканизма, но в результате далеко продвинувшегося процесса дегазации, вся углекислота вынесена из недр и заменилась азотом» [208].

Но так как в надземную атмосферу одновременно выносится и азот, то в природе газовые оболочки земной коры истощаются, восстановиться

они могут только в результате последующих орогенических движений [203]. Идея о вертикальной газовой зональности подземных вод соседних с МНР территорий Центрального и Восточного Забайкалья СССР и о наличии «в глубоких частях гидрогеологических массивов различных глубинных газов — азота, метана, углекислоты» проводится в работе Г. Н. Каменского, М. М. Толстихиной и Н. И. Толстихина [70, стр. 51—52]. Мнение Н. И. Толстихина о вертикальной газовой зональности подземных вод и о глубинном происхождении в них азота полностью разделяет В. Г. Ткачук [201, 122] на примере тех же термальных вод Саяно-Байкальской горной области. О глубинном характере насыщающего их азота, пишет В. Г. Ткачук, свидетельствуют высокие значения аргоновых коэффициентов [201, стр. 257].

Вопрос о происхождении азота в термальных источниках наиболее полно и широко освещен в работе В. В. Белоусова [15]. Проанализировав многочисленные данные о составе газов, выделяемых термальными источниками СССР, в том числе источниками соседних с МНР территорий Забайкалья, Алтая и Тянь-Шаня, а также сравнив эти данные с составом атмосферы, В. В. Белоусов пришел к совершенно иным выводам. Он считает, что азот в термальных водах имеет воздушное происхождение. «Тот факт, что отношение между аргоном и азотом в азотных газах термальных источников близко к тому же отношению в воздухе, может служить лишь категорическим указанием на то, что эти газы связаны своим происхождением с воздухом. Последний вместе с нисходящими водными потоками проникает в растворенном состоянии на некоторую глубину в литосферу. По пути он расходует кислород на окислительные реакции. Вода в результате циркуляции в недрах минерализуется и, проникая в зоны высоких геотермических температур, нагревается. То и другое вызывает понижение ее способности растворять газы. В результате всех этих процессов при возвращении воды обратно на поверхность мы наблюдаем выделение азотных газов в свободной форме...».

Далее В. В. Белоусов поясняет: «Тот факт, что азот воздушного происхождения всюду насыщает воды, циркулирующие в поверхностных зонах литосферы, создает теоретическую возможность повсеместного возникновения азотных газовых струй... Однако для обратного выделения воздушного азота из раствора необходимы особые условия, вызывающие нарушение установившегося равновесия между азотом и растворяющей его водой. Такое нарушение равновесия происходит в термальных источниках и последние являются наиболее яркой формой проявления азотных струй воздушного происхождения...».

На воздушное происхождение азота в термах Тянь-Шаня в разное время указывали и другие исследователи; например, Н. М. Прокопенко [174], В. П. Савченко [175], Э. Э. Карстенс [73]. Значительное внимание происхождению газов подземных атмосфер уделил А. А. Сауков [178], который также поддерживает предположение В. В. Белоусова о воздушном происхождении азота в термальных источниках. К такому же выводу пришла В. В. Красинцева [88] при изучении солевого и газового составов терм Бурятской АССР (СССР). Изучив и обобщив большой фактический материал по солевому и газовому составам термальных вод Тянь-Шаня, В. П. Денисов [42] и Е. В. Посохов [161] сделали заключение, что состав этих вод формируется в процессе инфильтрации атмосферных вод и газов. В таком же аспекте рассматриваются вопросы формирования и классификации азотных терм в последних работах В. В. Иванова [60—62].

Поскольку сторонники глубинного (магматогенного) происхождения азота также признают, что на территории СССР (Забайкалье, Алтай, Тянь-Шань) основные ресурсы слабо минерализованных терм (аналогами которых являются термы МНР) формируются за счет просачивания в земную кору атмосферных осадков и только какая-то небольшая часть некоторых компонентов их солевого состава и азот поступают в эти воды в виде эксгаляций

с больших глубин (к тому же выявить их качественно и количественно в настоящее время, как пишет акад. А. П. Виноградов, не представляется возможным), мы вправе высказать предположение, что азот в термах МНР в большинстве случаев также преимущественно экзогенного происхождения. Однако для подтверждения этого для условий МНР требуются дальнейшие большие исследования и особенно тщательное изучение газового состава термальных вод и их режима.

Таблица 54

Содержание общего сероводорода в аршанах Монголии

Содержание H_2S, *мг/л*	Количество источников	Номера источников
От 10 до 17	1	43 (17 *мг/л*)
От 5 до 10	1	36 (7,5 *мг/л*)
От 1,5 до 5	8	31, 35, 39, 40, 41, 42, 44, 48
Запах сероводорода	13	32, 33, 38, 45, 46, 47, 49, 52, 55, 58, 59, 60, 72
Не обнаружено	28	1, 8, 9, 10, 11, 15, 16, 17, 20, 21, 22, 23, 24, 26, 27, 28, 29, 61, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 70, 71, 74, 75
Неизвестно	24	2—7, 12—14, 18, 19, 25, 30, 34, 37, 50, 51, 53, 54, 56, 57, 62, 69, 73
Всего	75	

Сероводород в минеральных водах. По результатам немногочисленных газовых анализов, приведенным выше, в составе свободно выделяющихся газов азотных терм и холодных углекислых источников МНР сероводород не обнаружен. Однако многие источники опробованы на присутствие в них общего сероводорода. Эти данные приведены в табл. 54.

Общий сероводород содержится во всех опробованных термальных водах и отмечен в некоторых холодных (неуглекислых) источниках (№ 58—60), связанных с битуминозными известняками докембрия (?). Совсем не обнаружен сероводород (даже следы) во всех опробованных холодных углекислых водах. Содержание общего сероводорода в источниках МНР очень незначительное — не превышает 17 *мг/л*; в большинстве же случаев 3—5 *мг/л*.

В какой же форме находятся в термальных водах сернистые соединения, именуемые общим сероводородом, и содержат ли термальные воды молекулярно растворенный газ — сероводород? Для ориентировочного решения этого важного вопроса, особенно для бальнеологии, воспользуемся (по О. А. Алекину [1]) соотношением форм сульфидного равновесия в воде (табл. 55) в зависимости от pH (в % мол.).

Таблица 55

Соотношение форм сульфидного равновесия в воде в зависимости от pH

Формы	pH						
	4	5	6	7	8	9	10
$[H_2S]$	99,91	91,1	91,66	52,35	9,81	1,09	0,11
$[HS^-]$	0,09	0,90	8,34	47,65	90,19	98,91	99,89
$[S^{2-}]$	—	—	—	—	—	—	0,002

Точно определен pH только для четырех термальных источников МНР: Хучжиртэ-Аршана (№ 31) — 9,3—9,4; Хурмэтуин-Аршана (№ 35) — 9,3;

Эмту-Аршана (№ 36) — 9,1 и для Хульджи-Аршана (№ 48) — 7,6. Для большинства остальных термальных источников величина pH, по-видимому, будет близка к величине pH Хучжиртэ-Аршана, поскольку при полевых определениях для них получена величина pH выше 8,65.

Таким образом, более вероятно, что в воде большинства термальных источников МНР преобладает гидросульфидный ион (HS^-); содержание же молекулярно растворенного газа — сероводорода (H_2S) обычно не превышает 1%. Поэтому описываемые термальные источники МНР следует относить к группе гидросульфидных вод. Исключение составляет Хульджи-Аршан (№ 48), величина pH которого, определенная у выхода воды, равна 7,6. В воде этого источника (см. табл. 55) наряду с гидросульфидным ионом (HS^-), который и здесь является основным (около 74%), по-видимому, присутствует также растворенный сероводород (H_2S) в количестве порядка 26%, или около 1,27 *мг/л*. Этот источник можно относить к группе сероводородно-гидросульфидных вод.

Недостаточно изучено происхождение сернистых (сульфидных) соединений в источниках МНР. В. А. Смирнов [186] связывает их с ювенильным происхождением терм МНР. Э. Э. Карстенс [73] считает их для аналогичных терм Тянь-Шаня (СССР) продуктом биохимического восстановления сульфатов. Н. И. Толстихин [205] больше склонен связывать сероводород забайкальских терм (СССР) с «... газами глубоких тектонических трещин, отражающими замирающую вулканическую деятельность». Однако здесь же он делает оговорку: «... часть сероводорода связана, по-видимому, в отдельных случаях с поверхностной газовой оболочкой и является продуктом разложения органических веществ».

Обстоятельный обзор условий образования и накопления сероводорода в подземных водах приведен в последних работах А. В. Щербакова [233] и Л. А. Яроцкого [238]. Нет необходимости подробно рассматривать эти работы также и потому, что на территории МНР пока неизвестны типичные сероводородные воды, обычно формирующиеся за счет биогенного сероводорода, образующегося при восстановлении в подземных водах сульфатов с участием сульфатредуцирующих микроорганизмов в условиях значительного обогащения пород органическим веществом, особенно в нефтегазоносных провинциях.

Приуроченность большинства термальных источников МНР к гранитоидным интрузиям, широко распространенным среди сильно метаморфизованной песчаниково-сланцевой толщи среднего палеозоя, т. е. к породам, лишенным органических веществ, исключает возможность накопления в таких термальных водах гидросульфидного иона (HS^-) главным образом за счет биохимических процессов, протекающих при разложении органического вещества.

Трудно доказать для терм МНР также связь их сернистых соединений «с газами, отражающими замирающую вулканическую деятельность», хотя это и наиболее легкий путь объяснения генезиса сероводорода термальных источников. Л. Я. Яроцкий пишет: «Обогащение подземных вод сероводородом вулканического происхождения может происходить лишь на ограниченных площадях очагов современного вулканизма и поэтому таким путем крупных месторождений сероводородных вод не образуется» [238, стр. 146].

По-видимому, следует гидросульфидный ион в термальных водах МНР рассматривать как промежуточный продукт реакции окисления сульфидов и связывать его образование с действием подземных вод, содержащих растворенную в них углекислоту, на сульфиды, рассеянные в зонах тектонических нарушений в гранитах [156]. Подземные воды по мере движения в зонах тектонических разломов по схеме П. Ф. Швецова [225, 227] на большую глубину, постепенно теряют на окисление пирита всю углекислоту, обогащаясь неустойчивыми сульфидными соединениями, которые могут существовать только при отсутствии кислорода. По О. А. Алекину [1]

эта реакция идет по следующей схеме: $FeS_2 + 2CO_2 + H_2O \rightleftarrows Fe(HCO_3)_2 + H_2S + S$.

При подъеме термальных вод с больших глубин к дневной поверхности под гидростатическим давлением и при участии термодинамических процессов уменьшается парциальное давление, выделяются свободные газы, до этого растворенные в воде, нарушается равновесие раствора, ведущее к превращению HS^- в H_2S, поскольку сейчас же при выходе воды на поверхность земли или при смешивании глубинных вод с грунтовыми возобновляется процесс окисления сульфидных вод.

Наряду с таким, вероятно, наиболее распространенным процессом образования гидросульфидных терм МНР в отдельных случаях происходит формирование сероводородно-гидросульфидных терм (источники № 43, 48) и, возможно, сероводородных вод (источники № 58—60), связанное, по-видимому, с протеканием также и биохимических процессов, что не противоречит геологическим условиям этих источников, выходы которых приурочены к осадочным отложениям, обогащенным органическим веществом. Источники № 43 и 48 находятся в довольно больших межгорных замкнутых котловинах, заполненных четвертичными озерно-аллювиальными (источник № 48) и мезо-кайнозойскими осадочными образованиями (источник № 43), содержащими органическое вещество. В районе же холодных источников № 58—60 широко распространены битуминозные темные известняки докембрия (?), издающие при ударе молотком запах сероводорода.

Радиоактивность минеральных вод. Данные о радиоактивности минеральных источников касаются лишь концентраций в них радона, которые определялись в большинстве случаев при помощи электроскопа конструкции ВИМС и реже — конструкции Шмидта. По содержанию радона источники МНР можно разделить на группы, указанные в табл. 56.

Таблица 56

Содержание радона в аршанах Монголии

Эманы	Единицы Махе	Количество источников	Номера источников
До 36	До 10	21	8, 10, 11, 16, 20, 21, 22, 28, 29, 31, 36, 39, 41, 42, 48, 55, 56, 63, 64, 65, 71
36,1—100	10,1—27,5	5	1, 17, 35, 44, 70
100,1—127	27,6—35	3	15, 27, 40
Нет св.		46	2—7, 9, 12, 13, 14, 18, 19, 23—26, 30, 32, 33, 34, 37, 38, 43, 45, 46, 47, 49—54, 57—62, 66—69, 72—75
Всего . . .		75	

Примечание. 1. Источники Хучжиртэ (№ 31) радиоактивностью не более 10 ед. Махе отнесены в группу слабо радиоактивных, хотя некоторые разведочные скважины в районе источников вскрыли воду радиоактивностью до 50 ед. Махе.

2. Радиоактивность воды источника № 17—16,4 ед. Махе, в то же время в негазирующей воде рядом расположенного колодца, загрязненной органическим веществом, она измеряется в 24,7 ед. Махе.

Из табл. 56 видно, что больше половины (≈61%) известных минеральных источников не опробовано на радиоактивность. Из 29 опробованных источников 21 относится к очень слабо радиоактивным (менее 36 эманов) и 6 — к слабо радиоактивным (36—100 эманов). Только три источника

(№ 15, 27 и 40) имеют радиоактивность 100—127 эманов. Из них: Урта-Аршан — 116,5 эмана (32 ед. Махе), Хучжиртэ-Аршан (буровая скв. 4) — 182 эмана (50 ед. Махе) и Куйтын-Аршан — 116,5 эмана (32 ед. Махе).

Кроме того, имеются некоторые данные о радиоактивности спонтанных газов, полученные В. Н. Поповым в 1945 г. следующим образом: после определения радона в воде источника ту же склянку объемом около 1,25 *л* снова заполняли исследуемой водой; затем туда же общепринятым способом вводили свободно выделяющийся из источника газ (500 *см*^{3}) и склянку подключали к электрометру для определения радона в смеси (вода + газ). Результаты таких определений приведены в табл. 57.

Таблица 57

Содержание радона в некоторых аршанах Монголии

Номера источников	Вода		Смесь (вода + газ)	
	ед. Махе	эманы	ед. Махе	эманы
8	0,7	2,55	1,8	6,5
16	5,5	20,02	25,7	93,5
17	16,4	59,7	47,5	172,9
42	2,3	8,4	50	182

Во время изучения первых трех источников при добавлении в склянку 500 *см*^{3} газа активность смеси увеличивалась по сравнению с активностью воды в 2,6—4,7 раза; в источнике же № 42 активность газа значительно выше, при добавлении такого же количества газа (500 *см*^{3}), активность смеси увеличилась почти в 22 раза. Сведения о радиоактивности недостаточны для ясного выявления условий формирования радиоактивности минеральных источников МНР. На основе анализа, приведенных данных и геологических условий источников можно ограничиться лишь некоторыми предварительными соображениями по этому вопросу.

Относительно большая радиоактивность отмечается в минеральных источниках, приуроченных, как правило, к кислым (гранитоидным) интрузиям, в которых при исследовании шлифов под микроскопом почти всегда в большей или меньшей мере встречаются радиоактивные акцессорные минералы циркон и сфен. Кроме того, гранитоиды богаты калием, содержащим радиоактивный изотоп K^{40} (количество его ничтожно малое, но содержание самого калия в составе гранитоидов огромное). Довольно часто в тех же гранитоидах встречается радиоактивный акцессорный минерал ортит, способный при распаде выделять эманацию тория.

Сильная раздробленность и многочисленная юная трещиноватость гранитоидов в тектонических зонах ускоряют переход эманации радия в раствор, увеличивая концентрации радона в минеральных водах. Следовательно, при всех прочих равных условиях воды, циркулирующие по зонам крупных тектонических нарушений в гранитах, должны быть относительно более обогащены радоном (в зависимости от степени дроблености пород и насыщенности их радиоактивными акцессориями), что как будто не расходится с фактическими данными, приведенными при описании источников. Исключением являются минеральные источники Шиберту-Аршан (№ 42) и Цохот-Аршан (№ 39), приуроченные к гранитам, но обладающие малой радиоактивностью — соответственно 1,8—2,3 и 4 ед. Махе. Это может быть связано с уменьшением концентрации радона при разбавлении минеральной воды речными водами (источник № 39) или при ее прохождении через обводненную осадочную толщу, заполняющую речную долину (источник № 42).

Практически нерадиоактивные минеральные источники № 21, 36, а также минеральные источники с малой радиоактивностью, не превышающей 5—6 ед. Махе, приурочены к сильно метаморфизованной толще палеозоя (или к контакту пород этой толщи с гранитоидами), а также к грубообломочным породам мезо-кайнозоя или к основным эффузивам.

В изучении радиоактивности минеральных и других подземных вод МНР сделаны лишь первые шаги, к тому же в части определения только одного радиоэлемента. Большой интерес представляют (учитывая определе-

ние также радия и урана) остальные, еще не обследованные минеральные источники, особенно минеральные и минерализованные воды юга МНР, в частности воды нефтегазоносных провинций. Наряду с этим следует более тщательно изучить радиоактивность, в первую очередь определить содержание всех трех радиоэлементов (радона, радия и урана), в минеральных источниках № 15, 27, 40, затем 17, 35 и 70, чтобы выяснить природу их радиоактивности в соответствии с имеющимися по этому вопросу разъяснениями [159, 214].

На примере источников Хучжиртэ (№ 31) можно предполагать, что будущие буровые разведочные скважины в районах термальных источников, находящихся в таких же геологических условиях выхода их на поверхность земли, вскроют минеральную воду с более высокими концентрациями радона в сравнении с теми, какими они обладают в настоящее время.

Химический состав минеральных источников. Вопросам химической классификации подземных вод, в том числе и минеральных, в гидрогеологической литературе уделено много внимания, особенно в работах О. А. Алекина, А. А. Бродского, О. К. Ланге, А. М. Овчинникова, В. А. Приклонского, Н. Н. Славянова, В. А. Сулина, Н. И. Толстихина, С. А. Щукарева и др. Однако до настоящего времени нет общепризнанной химической классификации подземных вод. А. А. Бродский справедливо отмечает, что все известные химические классификации можно разделить на две группы:

1) классификация Пальмера и ряда других авторов, которые пытаются как-то детализировать и подправить его классификацию;

2) классификация С. А. Щукарева и других советских ученых, развивающих его классификацию.

Классификации второй группы более полноценны, поскольку в них учитывается содержание каждого из шести основных компонентов минерализации подземных вод, а в некоторых из них, кроме того, учитывается и газовый состав вод [140, 142, 145].

Однако все эти классификации, как отмечают Б. Б. Полынов и В. А. Приклонский, с которыми невозможно не согласиться, нельзя рассматривать как генетические. Классификационные схемы, диаграммы и формулы являются вспомогательными. Они значительно облегчают сравнение имеющихся химических анализов подземных вод, группировку (классификацию) их по химическому составу и тем самым помогают в той или иной степени выявлять некоторые закономерности формирования подземных вод.

В настоящей работе для этой цели приведена диаграмма, составленная с учетом рекомендаций А. А. Бродского (рис. 62). Пользуясь диаграммой, можно группировать воды и давать им наименование по преобладанию первых двух анионов и первых двух катионов, но, в отличие от классификационных схем группы Щукарева, независимо от того, в каком количестве процент-эквивалентов они присутствуют в воде. В дополнение к упомянутой диаграмме в тексте приведена формула химического состава подземных вод по Курлову в виде псевдодроби, но без ограничения содержания компонентов в эквивалент-процентах.

Холодные углекислые источники и азотные термы МНР разделяются по общей минерализации воды на группы, указанные в табл. 58.

Как видно из табл. 58, из 41 минерального источника 32 (или 78%) слабо минерализованные с общей минерализацией менее 1 *г/л*. При этом 20 (~49%) из них относятся к группе термальных и 12 (~29%) — к группе холодных углекислых вод. Наиболее распространены (14, или ~34%) источники с минерализацией 0,2—0,5 *г/л*, среди которых 13 (~32%) термальные и только один источник (~2%) холодный углекислый.

В то же время в следующей по величине группе минеральных источников с общей минерализацией 0,5—1,0 *г/л*, составляющей около 29%, первое место принадлежит холодным углекислым водам (примерно 22% от общего

количества минеральных источников) и только три источника (~7%) относятся к группе азотных терм.

Минерализация источников хорошо объясняется геолого-структурными, гидродинамическими и климатическими особенностями районов их распространения. Все 21 термальные источники, по которым имеются химические анализы, находятся в воздымающихся горноскладчатых областях, сложенных преимущественно кристаллическими плохо растворимыми и выщелачи-

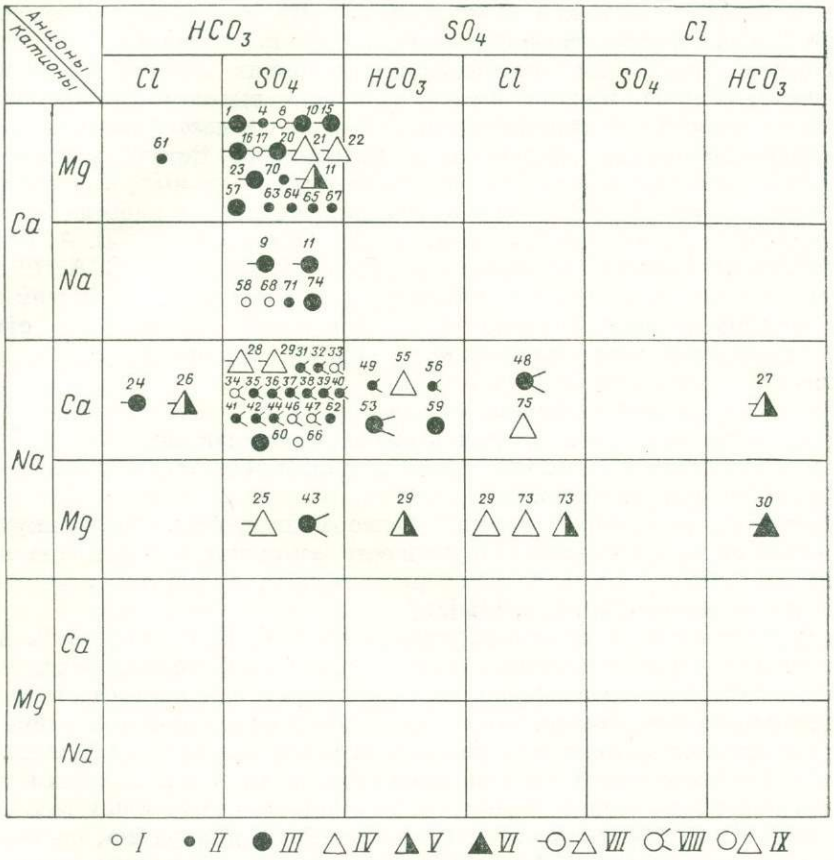


Рис. 62. Диаграмма химического состава минеральных вод.

Минерализация воды, *г/л*: *I* — менее 0,2; *II* — 0,201—0,5; *III* — 0,501—1; *IV* — 1,001—2; *V* — 3,001—10; *VI* — 20,0. Основные группы минеральных вод: *VII* — холодные углекислые воды (источники № 1 — 30); *VIII* — азотные термы (источники № 31—56); *IX* — группа прочих источников (аршанов ?) — № 57—75, химический и газовый состав некоторых изучен недостаточно или совсем неизвестен.

ваемыми породами. Они приурочены к зонам тектонических нарушений с интенсивным водообменом благодаря разгрузке напорных термальных вод в речных хорошо дренируемых долинах.

Общая минерализация этих источников обычно не превышает 1 *г/л*. Среди них наиболее распространена группа с минерализацией до 0,5 *г/л*; она составляет около 81%. Там, где разгрузка термальных вод происходит в бессточные котловины, заполненные мезо-кайнозойскими осадочными образованиями (источники № 43, 48), или на слабо дренируемых участках речных долин, заполненных аллювием (источники № 53, 55), минерализация их немного увеличивается, но и в этом случае не превышает 1 *г/л*.

Холодные углекислые источники в связи с насыщенностью углекислотой при таких же геолого-структурных и близких гидродинамических усло-

Таблица 58

Общая минерализация аршанов Монголии

Общая минерализация, *г/л*	Количество источников [1]			Номера источников
	всего	углекислых	термальных	
Менее 0,2	6 (14,6)	2 (4,9)	4 (9,7)	8,17 — углекислые; 39, 34, 46, 47 — термальные
0,201—0,5	14 (34,1)	1 (2,4)	13 (31,7)	4 — углекислый; 31, 32, 35—42, 44, 49, 56 — термальные
0,501—1,0	12 (29,3)	9 (22)	3 (7,3)	1, 9, 10, 11, 15, 16, 20, 23, 24 — углекислые; 43, 48, 53 — термальные
1,001—3,0	6 (14,7)	5 (12,3)	1 (2,4)	21, 22, 25, 28, 29 — углекислые; 55 — термальный
3,001—10,0	2 (4,9)	2 (4,9)	—	26, 27 — углекислые
20,0	1 (2,4)	1 (2,4)	—	30 — углекислый
Итого	41 (100)	20 (48,9)	21 (51,1)	
Неизвестно	15	10	5	2, 3, 5—7, 12, 13, 14, 18, 19 — углекислые; 45, 50—52, 54 — термальные
Прочие аршаны	19	—	—	57—75
Всего	75	30	26	

[1] В скобках — процент источников.

виях, в каких находится большая часть термальных источников (труднорастворимые и трудновыщелачиваемые метаморфические и магматические породы палеозоя), естественно, отличаются несколько повышенной минерализацией. Среди них наиболее распространена группа с минерализацией от 0,5 до 1 *г/л* (45%). Минерализация углекислых источников заметно увеличивается, когда они соприкасаются с толщами осадочных, значительно легче растворимых и выщелачиваемых пород. В этих случаях величина общей минерализации повышается и зависит от литологического состава пород, длины пути фильтрации воды, гидродинамических условий, а также от климатических особенностей выхода воды на поверхность земли.

В такую группу входят источники с минерализацией 1—3 *г/л* (они составляют 25%) и с минерализацией от 3 до 10 *г/л* (10%). Выходы этих источников расположены в условиях аридного климата; приурочены они к различным осадочным мезо-кайнозойским образованиям во впадинах и котловинах (гидрогеологических бассейнах), с замедленным водообменом. Особенно выделяется источник № 30 с минерализацией 20 *г/л* на крайнем юге страны среди засоленных третичных пород, перекрывающих гранитоидный массив.

По химическому составу среди минеральных источников МНР выделяются два основных типа: гидрокарбонатно-кальциевые и гидрокарбонатно-натриевые (см. рис. 62).

Гидрокарбонатно-кальциевые углекислые воды. К этому химическому типу воды относятся 13 из 30 (около 43%) углекислых источников [1]. Они

[1] Имеются в виду только те источники, которые опробованы химически.

обладают низкой температурой (0,6—5° С) и малой минерализацией — 0,18 (№ 8 и 17) — 1,46 *г/л* (№ 11 и 21); наиболее распространенная минерализация 0,5—1 *г/л*. В химическом составе явно преобладает гидрокарбонатный ион (85—98% экв.); наиболее распространенные содержания его 95—98% экв. В катионном составе первое место занимает ион кальция (44—72% экв. и наиболее распространенное 62—72% экв.); второе — в большинстве случаев ион магния (15—38% экв.).

Содержание кремнекислоты (H_2SiO_3) в этих источниках колеблется от 32 (№ 8) до 135 *мг/л* (№ 21); наиболее распространенное 32—60 *мг/л*, т. е. близкое к содержанию кремнекислоты в пресных речных и подземных водах самой верхней части коры выветривания [180]. Характерные и наиболее распространенные коэффициенты этих вод следующие: $\frac{r\,SO_4}{r\,Cl} = 2—4$ и $\frac{r\,|HCO_3 + CO_3|}{r\,|Ca + Mg|} = 1—1{,}15$. Концентрация водородных ионов pH равна 5,7 ÷ 6,5.

Углекислые воды этого типа почти не отличаются от речных вод и подземных вод верхней трещиноватой зоны коры выветривания, встречающихся в районах их распространения (см. XI главу). Химический состав их очень близок также и к среднему химическому составу речных вод [140, стр. 35]:

$$M_{0,5}\,\frac{HCO^3_{74}SO^4_{16}Cl_{10}}{Ca_{64}Mg_{18}(Na+K)_{18}}.$$

Все это свидетельствует об общности их происхождения, главным образом за счет метеорных вод, и позволяет предполагать, что рассматриваемый химический тип углекислых вод формируется преимущественно в первой зоне минерализации [63, 105]. По Г. Н. Каменскому [69], это соответствует так называемому «инфильтрационному или континентальному генетическому циклу».

Для районов распространения гидрокарбонатно-кальциевых углекислых вод характерен довольно интенсивный, но неравномерный водообмен в обстановке трудно выщелачиваемых и трудно растворимых в воде метаморфических и магматических пород при небольшом участии достаточно промытых аллювиальных или аллювиально-пролювиальных образований.

В теплое время года, особенно со второй половины июля — с начала летнего периода дождей и до конца октября, когда полностью оттаивают глубоко промерзшие зимой почвы, интенсивность водообмена увеличивается в связи со значительным поступлением атмосферных осадков и талых вод в грунтовые воды. Этому периоду, особенно его второй половине, по-видимому, соответствует минимальная минерализация углекислых источников. В то же время в районах с мощным почвенным покровом, богатым органическим веществом (лесные массивы Хэнтэя), а также на участках развития торфяников и заболоченностей инфильтрующиеся атмосферные осадки усиленно обогащаются углекислотой.

В остальное время года, когда выходы углекислых вод замерзают, а грунты во многих небольших долинах промерзают до верхней границы зоны многолетнемерзлых пород, связь углекислых вод с дневной поверхностью значительно ослабевает; резко изменяется режим источников. В первую очередь, по-видимому, начинается некоторое постепенное увеличение общей минерализации воды, которое может быть вызвано не только уменьшением интенсивности водообмена, но и для некоторых источников возрастанием концентрации в воде углекислоты, не имеющей выхода на поверхность земли и увеличивающей агрессивность воды по отношению к окружающим горным породам. В то же время концентрация углекислоты может в некоторых источниках постепенно уменьшаться, если ее образование связано с процессами термодиффузионного разделения газов атмосферы, поступающих

в земную кору в зонах тектонических нарушений [1]. Эти интересные вопросы, касающиеся изучения режима углекислых источников МНР, еще не решены.

Рассмотрим общие условия формирования химического состава остальных углекислых источников, представляющих собою разновидность основной группы минеральных вод. Сюда относятся источники № 9 и 11 (см. рис. 62). По геолого-структурным и гидродинамическим условиям они ничем не отличаются один от другого. В их химическом составе, в отличие от источников основного типа, иона натрия на 3% экв. больше, чем иона магния. Это можно объяснить неточностью анализа, когда щелочи определяются по разности (источник № 9), или неточностью определения щелочей (источник № 11), так как в воде рядом расположенной скв. 567 магний-ион преобладает по сравнению со щелочами (ан. 11).

Источники № 24, 25, 26, 28, 29 (см. рис. 62) составляют подгруппу гидрокарбонатно-натриевых углекислых вод, в катионах которых преобладает натрий-ион. Второе место занимает кальций и реже магний-ионы. В анионном составе второе место обычно занимает сульфат-ион и реже ион хлора (источники № 24 и 26). Эти источники приурочены к мезо-кайнозойским песчано-глинистым образованиям в замкнутых котловинах с затрудненным водообменом и находятся в условиях засушливого климата с преобладанием испарения над осадками. Не исключается также возможность, что в некоторых котловинах и впадинах распространены солонцы, способствующие формированию щелочных грунтовых вод [16].

Геологические и гидрогеологические условия источника № 24 менее всего изучены, а результат полевого химического анализа воды недостаточно точен, чтобы делать какие-либо даже предварительные выводы об условиях формирования его химического состава.

Несколько особыми условиями характеризуются углекислые воды, вскрытые буровой скважиной в районе Дзамын-Удэ (№ 30) в тектонической зоне гранитов, перекрытых третичными песчано-глинистыми породами. Эти воды находятся в аридной зоне страны, в условиях очень слабого водообмена (третья зона минерализации). В тектоническую зону гранитов минерализованные (20 *г/л*) хлоридно-натриевые воды, по-видимому, поступают из третичных часто засоленных пород, заполняющих огромную тектоническую впадину. Вода насыщается углекислотой, вероятно, в тектонической зоне гранитов. Геолого-гидрогеологические условия и особенно физико-химические свойства этих интересных вод почти не изучены; в первую очередь, следует проверить высокую концентрацию в них углекислоты.

Примерно в таких же природных условиях, как и источник № 30, находится углекислый хлоридно-натриевый источник № 27 с несколько меньшей (8,4 *г/л*) минерализацией, но почти с одинаковым химическим составом, напоминающим углекислую воду типа Ессентуки (СССР). Возможно, при дальнейших исследованиях в районах источников № 30, 27 и 26 выявится целая гамма интереснейших в бальнеологическом отношении минеральных вод типа Ессентуки, близких к ним и других.

Гидрокарбонатно-натриевые азотные термы. К этому химическому типу вод относятся 16 азотных терм и 5 холодных углекислых источников (см. рис. 62); последние рассмотрены ранее вместе со всей группой углекислых вод.

Термальные воды данного химического типа обладают малой минерализацией. Как правило, она не превышает 0,4 *г/л*, причем наиболее распространенная 0,2—0,4 *г/л*. В анионном составе этих вод преобладает гидрокарбонатный и карбонатный ионы, суммарное содержание которых (по определениям, проведенным в большинстве случаев у места выхода воды)

---

[1] Возможны и другие, более реальные и существенные причины уменьшения концентрации углекислоты в воде углекислых минеральных источников, например, разбавление их пресными грунтовыми водами (*прим. ред. — Н. Т.*).

колеблется от 47 (№ 42) до 87% экв. (№ 33). На втором месте стоит сульфат-ион, играющий подчиненную роль. Содержание его колеблется от 7 (№ 33) до 43% экв. (№ 39); наиболее распространенные 14—31% экв.

В катионном составе воды явно господствует натрий-ион, содержание которого (вместе с калием) изменяется от 58 (№ 43) до 97—98% экв. (№ 31 и 36); наиболее распространенное 78—98% экв.

Характерные и наиболее распространенные коэффициенты этих вод следующие: $\frac{r\,SO_4}{r\,Cl} = 1—4$ (очень близкие к таким же коэффициентам углекислых вод); $\frac{r\,(HCO_3 + CO_3)}{r\,(Ca + Mg)} = 4{,}5—15$ и до 20—50, т. е. значительно большие, чем для группы холодных углекислых вод. Концентрация водородных ионов pH для всех вод более 8,45, по-видимому, близка к 9,1—9,4 (№ 31, 35 и 36).

Приведенные коэффициенты указывают, что наиболее распространенный химический тип термальных вод обладает большей щелочностью и меньшей сульфатностью по сравнению с наиболее распространенным химическим типом холодных углекислых вод.

Для этого типа вод характерно также повышенное содержание кремнекислоты (H_2SiO_3), колеблющееся от 20 (№ 43) до 140 *мг/л* (№ 31); наиболее распространенное около 100 *мг/л* и более, что составляет до 30% сухого остатка. На основе такого большого содержания кремнекислоты, не уступающего содержанию кремнекислоты в общеизвестных термах СССР и других стран, можно называть эти воды кремнекислыми. Типичным представителем данной группы терм являются термы курорта Хучжиртэ (№ 30); формула их химического состава следующая:

а) для источников-бассейнов № 1, 3 и 7

$$H^2S_{1-4,5};\ M_{0,33}\frac{CO^3_{44-46}HCO^3_{21-23}SO^4_{20-21}Cl_{12-13}}{(Na+K)_{95-96}Ca_{2-4}}H^2SiO^3_{138-140};$$

$$pH = 9{,}3—9{,}4;\ T^\circ_{37-42};$$

б) для буровой скв. 7 (1945 г.)

$$H^2S_{5,2};\ M_{0,34}\frac{(CO^3_{47}+HCO^3_{19})_{66}SO^4_{22}Cl_{12}}{(Na+K)_{97}Ca_2}H^2SiO^3_{99};\ pH > 8{,}45;\ T^\circ_{52}.$$

Недостаточная изученность форм, в виде которых Si присутствует в природных водах, не позволяет, как пишет О. А. Алекин [1], включить его в общий баланс ионного состава воды наряду с другими ингредиентами.

Таблица 59

Соотношения H_2SiO_3 и $HSiO_3^-$ в зависимости от pH

Формы	pH				
	7	8	9	10	11
H_2SiO_3	99,6	96,1	71,5	20,0	2,4
$HSiO_3^-$	0,4	3,9	28,5	80,0	97,6

Для ориентировочного представления о соотношениях форм, производных кремневой кислоты в воде в зависимости от pH (в % мол.), он рекомендует пользоваться величинами, приведенными в табл. 59.

Как было отмечено, для большей части основной группы термальных источников МНР величина pH близка к 9,1—9,4. Таким образом, вероятно предположение, что в термальных водах МНР кремневая кислота может находиться и в ионной и в молекулярной формах в соотношениях от 20—28 до 71—80% с яным преобладанием молекулярной формы.

На уточнение указанных соотношений следует в дальнейшем обратить серьезное внимание, поскольку это имеет большое значение для изучения генезиса и бальнеологических свойств термальных вод, тем более что для

многих термальных источников МНР кремневая кислота является одним из основных компонентов химического состава воды, достигая до 30% от общей ее минерализации.

Небольшую подгруппу (около 24%) среди термальных вод (см. рис. 62) образуют **сульфатно-натриевые термы** (№ 48 —56). Они отличаются несколько большей общей минерализацией (0,4—1,0 *г/л*) и преобладанием в их анионном составе сульфат-иона, содержание которого колеблется от 48 (№ 49) до 80 (№ 48)% экв. На втором месте стоит гидрокарбонат-ион, составляя 19 (№ 53 и 55) — 46 (№ 49) %экв. В источнике № 48 содержание его уменьшается до 9% экв., в связи с чем он переходит на третье место, уступая второе хлор-иону. Содержание кремнекислоты в этих водах определено лишь для двух источников (№ 48 и 49) в количестве 78—92 *мг/л*. Концентрация водородных ионов pH равна 7,6—8. Некоторые характерные коэффициенты выражены следующими величинами: $\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$ колеблется в пределах 5—11; $\frac{r\,(HCO_3 + CO_3)}{r\,(Ca + Mg)} = 0{,}2—0{,}9$, и лишь в источниках № 49 достигает 5—8. Типичным представителем этой еще недостаточно изученной подгруппы терм является Хульджи-Аршан (№ 48). Формула его химического состава следующая:

$$H^2S_{4,9};\ M_{0,84}\ \frac{SO^4_{80}Cl_{11}HCO^3_9}{(Na+K)_{73}Ca_{23}Mg_2}\ H^2SiO^3_{78};\ pH=7{,}6;\ T^\circ_{42}.$$

Остальные источники этой подгруппы по химическому составу являются переходными от сульфатно-натриевых к гидрокарбонатно-натриевым термам типа Хучжиртэ. Ближе всего к основной группе таких терм стоит источник Богдо-Ула-Аршан (№ 49), формула его химического состава следующая:

$$[H_2S];\ M_{0,29}\ \frac{SO^4_{48}CO^3_{46}Cl_6}{Na_{93}Ca_4}\ H^2SiO^3_{91,5};\ pH?;\ T^\circ_{53,5}.$$

Содержание микрокомпонентов как в азотных термах, так и в холодных углекислых водах изучено мало. Спектральные анализы сухих остатков воды имеются только для семи термальных и для четырех углекислых источников МНР. К тому же анализы проводились в разных лабораториях (в Университете Улан-Батора и в институте ВСЕГИНГЕО в Москве), по разной методике, но самое досадное, что в лаборатории на анализ были доставлены сухие остатки воды без сведений об объемах воды, из которых они получены. Все это не позволяет полноценно интерпретировать полученные результаты и требует в дальнейшем обратить на изучение микрокомпонентов особое внимание. Результаты имеющихся спектральных анализов приведены в табл. 60.

Из табл. 60 видно, что некоторые микрокомпоненты, встречающиеся в холодных углекислых водах, или совсем не обнаружены в азотных термах, или бывают изредка. К таким микрокомпонентам относятся бериллий, барий, цирконий и мышьяк. В термальных водах же часто встречаются микрокомпоненты: никель, литий, свинец, хром, германий, галлий, вольфрам, кадмий, т. е. главным образом тяжелые металлы, которые не обнаружены или отмечены в единичных случаях в холодных углекислых водах. Особое внимание обращает на себя литий, содержание которого почти во всех анализах терм Хангая достигает единиц процента от сухого остатка воды. Однако и эти предварительные выводы следует уточнять по мере получения результатов новых, более достоверных спектральных анализов сухих остатков воды, а также специальных анализов по определению тяжелых металлов [1].

---

[1] Методическое руководство по определению микрокомпонентов в природных водах при поисках рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1961.

Микрокомпонентный состав

Номера источников	Название источников	Mn	Mo	Ni	Co	Ti	Be	Li	Sr
									Группа угле
11	Чжанчублинг-Аршан . . .	мн		сл		сл	сл	сл	м
20	Улыйн-Аршан	+							+
24	Хонгориин-Аршан					+			+
27	Халдзан-Обо-Аршан	+				+	+	+	+
									Группа азот
31	Курорт Хучжиртэ:								
	ист. 1, 3, 6, 7	м	м						м
	То же (повторный анализ)	м	м	сл	сл	сл		мн	м
32	Могой-Халун-Усу	м	м			сл		мн	
33	Ара-Гитрон-Аршан (источники южнее Цэцэрлэг)	м	сл	сл		сл		мн	м
35	Хурмэтуин-Халун-Усу . .	сл	м	сл	сл	сл		мн	м
36	Эмту-Халун-Усу	сл	сл	сл	сл	сл		мн	сл
42	Шиберту-Аршан	м	сл			сл		мн	м
49	Богдо-Ула-Аршан	м	м			сл		мн	есть

Примечание: сл — следы, м — 0,001—0,1%; мн — 0,1—1% и более; есть — 0,01—0,10%; проб воды, из которых они получены, к сожалению неизвестны.

Какие же природные условия и факторы являются главными в процессе формирования азотных терм МНР, в частности, наиболее распространенных среди них гидрокарбонатно-натриевых вод? Этот вопрос рассмотрим на примере относительно лучше изученных источников Хучжиртэ (№ 31), которые по своему химическому составу и по общим геологическим и гидрогеологическим, гидродинамическим и климатическим условиям типичны для данной группы вод.

Судя по общим геологическим и гидрогеологическим условиям термальных источников МНР, а также сопоставляя эти условия с таковыми аналогичных или близких к ним и хорошо изученных термальных вод СССР и других стран, на первом, далеко еще неполном этапе исследований можно связывать происхождение термальных источников МНР с глубокими радиальными тектоническими разломами, широко распространенными в горном узле Хангай и центральной части хребта Хэнтэй. Они имеют длительную геологическую историю развития.

По-видимому, формирование терм МНР, как и их аналогов на соседних территориях СССР, обусловлено тектоническими движениями в конце третичного — начале четвертичного времени, сопровождавшимися в МНР крупными излияниями базальтов [154—156, 158].

Геологи В. П. Нехорошев [127] и И. П. Комаров [85] связывают происхождение аналогичных терм Алтая (СССР) с послетретичными тектоническими движениями. По М. А. Усову [218], эти движения, возможно, рисского возраста.

В горном узле Хангай и в центральной части хр. Хэнтэй, которые характеризуются широким распространением азотных терм и представляют собой жесткий массив из метаморфических палеозойских пород с многочисленными интрузиями гранитоидов, с относительными превышениями осевой части хребтов над долинами крупных рек до 1500—2000 *м* и более, неотектонические движения (типа байкальских сводовых поднятий) создали наиболее благоприятные природные условия для проникновения атмосферных вод и газов на большую (порядка 1500—2000 *м*) глубину по образовавшимся при этом и в дальнейшем неоднократно подновлявшимся тектоническим радиальным разломам.

аршанов Монголии

Таблица 60

Ba	Cu	Pb	Zr	Ag	Bi	Sn	As	Cr	Ge	V	Ga	U	W	Cd
кислых вод														
сл	сл													
+	+	+	+	+										
+				+	+	+								
+			+	+		+	+	+	+	+		+		
ных терм														
	есть	м		сл		сл				м	м		м	
	сл	сл		сл				сл	сл	сл	сл		мн	
	м			м					сл		сл			
	м	м		сл				сл	сл		сл		м	м
	сл	м		сл				сл	сл				есть	
	сл			сл				сл	сл	сл	сл		мн	
				сл				м	сл		сл		м	
м	м	сл		сл	сл			сл	сл		сл		м	

+ — обнаружены, но количественно не выражены. Весовое количество сухих остатков и объемы

В данных геолого-тектонических и гидродинамических условиях нет необходимости обращаться к ювенильной гипотезе происхождения терм, чтобы объяснить их химический и газовый состав, как это делает В. П. Нехорошев в отношении терм Алтая. Такого же взгляда по отношению терм Монголии придерживаются М. А. Усов и В. А. Смирнов. М. А. Усов, проводивший геологические исследования в Хэнтэйском хребте, столкнулся там с интересным природным явлением — термальными источниками № 44, 45 и 46, формирование которых в то время под влиянием гипотезы Зюсса о ювенильном их происхождении обычно связывалось с вулканическими явлениями. Поскольку нигде в окрестностях терм не было обнаружено каких-либо эффузивных пород, он высказал предположение, что термы связаны с дизъюнктивными трещинами в земной коре и являются предвестниками возможных грядущих вулканических извержений центрального типа. М. А. Усов пишет: «Гораздо последовательнее принять, что все эти термы отходят от расплавленных масс, которые стали уже пробиваться по наметившимся трещинам, но еще не успели достигнуть дневной поверхности, и что горячие источники являются в данном случае первыми вестниками возможных грядущих вулканических извержений центрального типа, каковыми были почти все вулканические процессы континентальной эры области».

В несколько ином, но подобном аспекте рассматривают происхождение аналогичных терм Хангая (источник № 35) американские геологи С. Беркей и Ф. Моррис (1927), побывавшие на источнике 15—17/VI 1922 г. Они пишут, что источник приурочен к большой тектонической трещине, по которой слои пород были перемещены на несколько сотен метров. Атмосферные осадки проникают по тектонической зоне на значительную глубину и достигают еще не остывшей вулканической лавы, которая внедрилась в эту зону, но не излилась на поверхность Земли. Нагретые лавой воды поднимаются под действием своей собственной энергии вверх и изливаются в виде горячих источников.

В. А. Смирнов [186], основываясь только на том, что в воде источников Богдо-Ула-Аршан (№ 49) нет органических веществ, что вода насыщена сероводородом, имеет высокую температуру и содержит в преобладающем

количестве углекислые щелочи и коллоидальную кремнекислоту, делает вывод: «... источники изливаются прямо из глубин, из огненных пород, не встречая на своем пути грунтовых вод... Особенно строго сохранил свой чистый (ювенильный) характер источник из группы VII» (см. рис. 57).

В действительности все эти особенности приобретаются главным образом в процессе взаимодействия горных пород и гидрокарбонатно-кальциевых метеорных вод с растворенными в них газами атмосферы при их движении по трещинам коры выветривания, затем по тектоническим зонам на значительную (порядка 1500—2000 *м*) глубину и снова к поверхности земли под влиянием гидростатического давления или термодинамических конвективных токов. Последние часто возникают в тектонических зонах, пересекающих речные долины, в связи с большой разницей температур на поверхности земли и на глубине. В результате этого воды, поступающие в бассейнах речных долин в систему тектонических трещин, приобретают как нисходящее, так и восходящее движение [225, 227], о чем убедительно свидетельствуют геолого-тектонические и гидродинамические условия курорта Хучжиртэ.

В районе Хучжиртэ основные тектонические разломы северо-западного (290°—300°) направления, с местными отклонениями от 260° до 330°, образовали грабен из среднепалеозойских осадочно-метаморфических пород, зажатый между горстовыми глыбами гранитов. Эти разломы сопровождались появлением в гранитах густой сети круто наклонных и вертикальных продольных и поперечных трещин. Поперечные трещины близки к меридиональному и северо-восточному направлениям.

Осадочно-метаморфические породы среднего палеозоя, зажатые в грабене, представляют собою подземный относительно водонепроницаемый барьер, подпирающий подземные воды при их движении по тектоническим зонам и трещинам, а также по глубоким трещинам коры выветривания в сторону местного базиса эрозии — к долине Орхона. Благодаря этому в зоне максимального дробления герцинских гранитов вдоль глубокого радиального разлома, по которому проходит юго-западный тектонический контакт указанных гранитов с зажатой в грабене среднепалеозойской песчаниково-сланцевой свитой, создались наиболее благоприятные условия как для формирования месторождений термальных вод, так и для их разгрузки вдоль контакта на пониженных участках рельефа, т. е. по днищам речных долин и падей, под влиянием гидростатического давления и термодинамических конвективных токов. Последние обусловлены наличием ряда второстепенных тектонических разломов, расположенных выше (по течению р. Худжиртэ-Гол) выходов источников Хучжиртэ параллельно основной тектонической зоне с грабеном, в котором зажата пачка песчаниково-сланцевых пород палеозоя. На участках пересечения второстепенными разломами долины Хучжиртэ-Гол речные воды поглощаются и поверхностный водоток обрывается, вновь он появляется ниже по долине реки недалеко от выходов термальных источников (см. рис. 41).

На основе изложенного можно предполагать наличие месторождений термальных вод за пределами источников Хучжиртэ, на продолжении упомянутого тектонического контакта гранитов с зажатой в грабене пачкой осадочно-метаморфических пород, т. е. к северо-западу от источников, в ближайшей большой пади с озерами и далее в долине Орхона, а также к юго-востоку от источников Хучжиртэ — в долине Харацзани-Гола (в первую очередь на участке небольших пресных озер, расположенных в пойме этой реки).

Н. М. Прокопенко [173, 174] и Э. Э. Карстенс [73], изучавшие акратотермы Тянь-Шаня, геологические условия которых очень близки к геологическим условиям терм МНР, считают гидротермы Тянь-Шаня (СССР) вадозного происхождения, которые опустились по радиальным трещинам на большую глубину, где приобрели высокую температуру (вследствие

геотермического градиента) и получили возможность растворить в себе составные части омываемых ими пород, в результате чего воды из карбонатных преобразовались в кремнекислые. Э. Э. Карстенс пишет: «Горячая вода без углекислоты усваивает из кристаллических пород легко растворимые соединения, содержащиеся в минералах и продуктах выветривания последних, например, группы содалитов, главным образом, сульфаты, хлориды, карбонаты натрия, а также — что весьма существенно — кремневую кислоту».

Участие в минерализации термальных вод глубинных агентов, связанных с затухающей вулканической деятельностью, Э. Э. Карстенс, Н. М. Прокопенко и другие советские ученые считают мало вероятным в отличие от В. П. Нехорошева и В. А. Смирнова, а также других советских исследователей, которые допускают участие в формировании аналогичных терм растворов, паров и газов, поднимающихся с больших глубин и связанных с геологически недавно угасшей вулканической деятельностью.

В обстоятельных работах многих советских исследователей, занимавшихся изучением группы кавказских минеральных вод и термальных вод Тянь-Шаня СССР, показано, что весь разнообразный солевой состав, в том числе микрокомпоненты и тяжелые металлы, а также температура этих вод формируются на пути движения метеорных вод от областей питания к месту разгрузки подземных вод, т. е. по мере погружения на глубину, а затем при подъеме по тектоническим зонам к поверхности земли [15, 42, 60—62, 88, 106, 108, 161].

На связь поверхностных и грунтовых вод МНР с глубинными термальными водами и на общность их происхождения указывает прежде всего химический состав этих вод. Все воды района Хучжиртэ по химическому составу можно разделить на две большие группы. Первую группу составляют термы Хучжиртэ. Это слабо минерализованные сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды, в которых щелочи явно преобладают по сравнению со щелочными землями (наиболее распространенный коэффициент $\frac{r(Na+K)}{r(Ca+Mg)}$ равен 20—25) и слабых кислот немного больше, чем сильных (коэффициент $\frac{r(HCO_3+CO_3)}{r(SO_4+Cl)} = 1{,}7—2{,}2$). Они имеют высокую температуру, в них содержится значительное количество кремнекислоты (около 100 *мг/л*) и небольшое — общего сероводорода и эманации радия (радон).

Во вторую группу входят поверхностные водотоки, аллювиальные воды долины р. Хучжиртэ, вскрытые вне зоны влияния термальных вод мелкими разведочными шурфами, и холодные пресные родники. Это также слабо минерализованные сульфатно-гидрокарбонатные воды, но в них преобладают щелочноземельные металлы по сравнению со щелочными (наиболее распространенный коэффициент $\frac{r(Na+K)}{r(Ca+Mg)} = 0{,}2—0{,}3$, т. е. почти в 100 раз меньше, чем в термальных водах; заметно возрастает количество слабых кислот над сильными (коэффициент $\frac{r(HCO_3+CO_3)}{r(SO_4+Cl)} = 5—10$). Эти воды в отличие от термальных характеризуются низкой температурой, незначительным содержанием кремнекислоты (10—35 *мг/л*) и полным отсутствием сероводорода.

Кроме того, отмечены воды, занимающие промежуточное положение между первыми двумя группами, указывающие на направление изменения химического состава термальных вод при их смешивании с пресными аллювиальными водами в процессе растекания в аллювиальных отложениях долины р. Хучжиртэ после выхода из тектонической зоны в гранитах. Это изменение хорошо прослежено в разведочной ударно-механической скв. 1а, расположенной вблизи очага разгрузки термальных вод Хучжиртэ (см. рис. 46). Вода из аллювиальных отложений, вскрытых скважиной на

глубине 1,0—1,3 *м*, относится к группе обычных пресных вод, формула ее химического состава следующая:

$$CO^{2}_{0,004};\ M_{0,184}\frac{HCO^{3}_{89}SO^{4}_{8}Cl_{3}}{Ca_{82}(Na+K)_{18}}\ T^{\circ}_{4,0}.$$

Вода же, взятая на анализ в конце бурения скважины (при обсадных трубах на глубине 20 *м* и общей глубине скважины 30 *м*), по химическому составу оказалась заметно измененной:

$$M_{0,233}\frac{(HCO^{3}_{86}+CO^{3}_{2})_{88}SO^{4}_{8}Cl_{4}}{(Na+K)_{47}Ca_{44}Mg_{9}}\ H^{2}SiO^{3}_{15};\ T^{\circ}_{12,5}.$$

Здесь сказывается небольшое примешивание термальных вод к пресным аллювиальным водам: появляется в незначительном количестве карбонатный ион; явно увеличивается содержание щелочей и одновременно уменьшается содержание щелочноземельных металлов; совсем отсутствует свободная углекислота. Вода из группы гидрокарбонатно-кальциевых переходит в группу гидрокарбонатно-натриевых, но еще холодных вод.

После длительной откачки воды из скв. 1а (при том же положении обсадных труб и той же глубине скважины) химический состав воды претерпел дальнейшее изменение в сторону приближения к составу типичных термальных вод в связи с подсосом термальной воды из очага разгрузки термальных источников (см. рис. 46):

$$[H_2S];\ M_{0,39}\frac{(HCO^{3}_{40}+CO^{3}_{30})_{70}SO^{4}_{18}Cl_{12}}{(Na+K)_{83}Ca_{16}}\ H^{2}SiO^{3}_{136};\ T^{\circ}_{12,5}.$$

Из приведенной формулы видно, что в воде появился сероводород, значительно увеличилось содержание карбонат-иона, а также щелочных металлов за счет уменьшения количества соответственно гидрокарбонатного иона и щелочноземельных. Резко возросло содержание кремнекислоты, хотя температура воды оставалась та же, т. е. низкая — всего 12,5° С.

В дальнейшем аллювиальные воды при усиливающемся примешивании к ним термальных вод изменяются в результате возрастания в воде содержания щелочей и одновременного уменьшения щелочных земель; некоторого повышения количества сильных кислот; явного увеличения карбонатного иона при одновременном снижении содержания гидрокарбонатного иона; в воде появляются сернистые соединения (в виде общей серы, титруемой иодом), и поднимается температура воды; вода приобретает явно щелочную реакцию. Это видно по химическому составу воды, вскрытой ударно-механической скв. 7 общей глубиной 37 *м* (см. рис. 46):

$$H^{2}S_{5,2};\ M_{0,34}\frac{(CO^{3}_{47}+HCO^{3}_{18})_{65}SO^{4}_{22}Cl_{12}}{(Na+K)_{97}Ca_{12}}\ H^{2}SiO^{3}_{99};\ pH>8{,}45;\ T^{\circ}_{52}.$$

В связи с результатами, полученными при бурении и опробовании скв. 1а, возник вопрос, в каких же хотя бы примерных соотношениях находились смешанные аллювиальные воды долины Хучжиртэ и термальные воды тектонической зоны, первоначально вскрытые на глубине 20—30 *м*, а затем преобразованные в процессе длительной (в несколько смен) откачки воды из скважины при том же ее оборудовании. Для получения ответа на этот вопрос были проведены два опыта: сначала по наблюдению за естественным изменением химического состава глубинной термальной воды, разгружающейся в источнике — бассейне № 7 (большая бутыль с водой стояла в комнате), а затем за изменением химического состава смеси из аллювиальной воды и той же термальной воды источника — бассейна № 7 в различных объемных соотношениях. Результаты первого опыта приведены в табл. 61.

Таблица 61

Изменение химического состава пробы термальной воды из бассейна № 7 источника Хучжиртэ

Дата	Жесткость общая, Н°	pH	Содержание, *мг/л*			
			H_2S	CO_3^{2-}	HCO_3^{1-}	Cl^{1-}
1945 г.						
30/I	Нет	>8,65	3,9	46,5	31,5	14,8
7/II	»	—	0,06	22,5	79,3	14,5
9/II	»	—	Нет	15,0	88,4	14,5
15/II	»	—	»	Следы	118,9	14,1
21/II	8,2	7,6	»	Нет	120,5	14,1
12/III	8,2	7,6	»	»	120,5	14,5
2/IV	6,2	—	»	»	117,4	14,5

Примечания. 1. Под H_2S подразумевается общая сера, титруемая иодом.

2. В таблице приведены выборочные даты, соответствующие появлению компонента CO_2; либо полному переходу одного компонента в другой ($CO_3 \rightarrow HCO_3$), или же полному исчезновению такого компонента, как H_2S; наблюдения велись через день.

3. Анализ первой пробы воды производился через 5, максимум 10 *мин* после отбора ее из источника.

Из табл. 61 видно, что содержание иона CO_3^{2-} через 15 дней уменьшается до нуля, а содержание иона HCO_3^{1-}, постепенно увеличивается, достигая за тот же срок максимума около 150% от суммы ионов CO_3^{2-} и HCO_3^{1-} в начале опыта, одновременно с полным переводом CO_3^{2-} в HCO_3^{1-}, которое происходит под влиянием углекислоты воздуха. В это время в воде появляется свободная углекислота, и реакция воды приближается к нейтральной. Результаты второго опыта (8/II 1945 г.) приведены в табл. 62.

Таблица 62

Химический состав смеси термальной воды из бассейна № 7 источника Хучжиртэ и аллювиальной воды

Смешиваемые воды	Жесткость общая, Н°	pH	Содержание, *мг/л*				
			H_2S	CO_2	CO_3^{2-}	HCO_3^{1-}	Cl^{1-}
Термальная вода до опыта	0,4	>8,65	3	Нет	45	35,1	14,8
Аллювиальная вода до опыта	9,2	7,15	Нет	19,6	Нет	190,6	4
Смесь вод в соотношении							
4 : 1	2,6	8,0	—	Нет	31,5	74,7	13
3 : 2	4,1	8,0	—	»	18	144,4	10,9
2 : 3	5,8	8,0	—	»	4,5	156,2	8,7
1 : 4	7,2	7,6	—	8,7	Нет	178,4	5,4

Примечание. 1. Под H_2S подразумевается общая сера, титруемая иодом.
2. Аллювиальные воды изливались на поверхность поймы, образуя наледи.
3. В смеси вод на первом месте стоят объемы термальной воды.

На основе результатов опыта мы сделали заключение о том, что для источников ванного здания (зимний режим которых в 1944/45 г. в значительной степени был обусловлен наледными явлениями) соотношение между карбонатным и гидрокарбонатным ионами в годовом цикле изменялось в пределах, соответствующих данным опыта, полученным при примешивании к термам аллювиальной воды в количестве не более 15—25%.

По данным этого опыта, примесь термальных вод в воде, вскрытой буровой скв. 1а на глубине 20—30 *м*, составляла (до откачки из нее воды)

около 65%. Длительная откачка, в результате которой несколько увеличилось названное соотношение, не привела к получению типичной термальной воды. Все это указывало на то, что скв. 1а расположена не над тектоническим разломом, выводящим термальную воду из гранитов по их контакту с грабеном из осадочно-метаморфических пород палеозоя, а лишь в зоне растекания термальных вод. В таком же положении, т. е. в зоне растекания термальных вод, находится разведочная буровая скв. 5 (см. рис. 45) глубиной 19 *м*, которая вскрыла в аллювиальных отложениях воду следующего химического состава:

$$[H_2S];\ M_{0,25}\ \frac{(HCO^3_{78}+CO^3_2)_{80}SO^4_{12}Cl_{16}}{Ca_{52}(Na+K)_{29}Mg_{18}}\ H^2SiO^3_{80};\ pH=8{,}2;\ T^\circ_{8,8}.$$

В воде содержится (в *мг/л*): хлора 7,6; карбонат-иона — 1,5 и гидрокарбонатного — 157 (28/XI 1944 г.), общая жесткость ее — 6,4° Н (2,3 *мг-экв*). По данным описанного опыта, этот химический состав соответствует смеси термальных и аллювиальных вод, в которой на долю термальных вод приходится около 40%.

Результаты проведенных опытов не только освещают в какой-то степени процессы формирования грунтовых вод в очагах разгрузки термальных вод в аллювиальных отложениях речных долин, но и одновременно могут быть использованы также для интерпретации данных по опробованию горно-буровых выработок, закладываемых при разведке месторождений термальных вод. Анализируя с этой точки зрения соотношение в катионном составе других термальных источников рассматриваемой группы термальных вод и сопоставляя их с геологическими и гидрогеологическими условиями выхода воды, можно с достаточной долей вероятности судить о природных особенностях, создающих такие соотношения в катионном составе того или иного термального источника.

Изложенные данные, а также анализ химического состава пресных и термальных вод Хучжиртэ и других термальных источников МНР (№ 35, 39, 40, 41, 42 и 44), в районе которых одновременно с пробами воды термальных источников были взяты для химического анализа пробы пресных грунтовых и речных вод, свидетельствуют о поразительном сходстве их химического состава (в части минерализации и основных компонентов) и тем самым еще раз подтверждает такой же вывод, сделанный Н. И. Толстихиным относительно аналогичных терм Забайкалья [205]. Однако наряду с большим сходством между этими водами как в Забайкалье, так и в МНР имеются существенные различия. Для района Хучжиртэ они выражаются в следующем: общая жесткость термальных вод не превышает 0,3—0,4° Н, тогда как жесткость пресных вод 3—12° и наиболее распространенная 6—9° Н. Концентрация водородных ионов (pH) в термах равняется 9,3—9,4; в пресных же водах она колеблется от 7 и редко достигает 8. Сернистые соединения, отмеченные в термальных водах в виде общей серы, в пресных водах отсутствуют. В термальных водах содержание карбонатного иона колеблется от 30 до 55 *мг/л* и гидрокарбонатного не превышает 70 *мг/л*. В пресных водах содержание последнего увеличивается до 150—300 *мг/л* и более, карбонатный же ион или совсем отсутствует, или его не более 4—6 *мг/л*; одновременно в этих водах появляется свободная углекислота, которая не обнаружена в термах.

В пресных и термальных водах содержание основных компонентов следующее: хлора — в пресных 3—5, в термальных — 13—15 *мг/л*, сульфатов соответственно 10—15 и 30—35 *мг/л*, кремнезема 10—35 и около 100 *мг/л* и более, натрия 10—15 и $\approx$ 75 *мг/л*, кальция и магния 35—70 и примерно 2,5—3,0 *мг/л*. Основным же отличием химического состава термальных от холодных пресных вод (речных и подземных вод самой верхней трещиноватой зоны коры выветривания) в районе Хучжиртэ является разное соотношение между компонентами их катионного состава, повышенное содержание хлора

и значительное содержание кремнекислоты, приобретаемые метеорными водами в процессе их преобразования в трещиноватой зоне коры выветривания и в зонах тектонических нарушений.

Анионный состав воды претерпевает мало изменений — на протяжении всего длительного процесса преобразования метеорных вод и формирования термальных вод сохраняется в общем почти одно и то же соотношение составляющих его компонентов.

Основываясь на изложенных выше соображениях и на разобранных для района Хучжиртэ опытах и примерах, мы можем рассматривать выход № 3 источника Чулуту-Аршан (№ 41) и источник Куйтын-Аршан (№ 40) как дериватные выходы, а источник Цохот-Аршан (№ 39) как сильно разбавляемый речными водами.

Далее следует рассмотреть локальные природные особенности и факторы, наложение которых на региональные условия формирования типичных гидрокарбонатно-натриевых терм приводит к образованию подгруппы сульфатно-натриевых термальных вод (см. рис. 62), в анионном составе их преобладает сульфат-ион, а на второе место переходит гидрокарбонатный ион (источники № 48, 49, 53, 55 и 56). По вопросу формирования сульфатно-натриевых подземных вод ученые СССР выдвинули две основные гипотезы. Долгое время широко была распространена гипотеза, объясняющая накопление и преобладающее содержание в подземных водах сульфатного иона выщелачиванием и растворением гипсоносных пород, по которым движутся подземные воды. В то же время не отрицалась возможность формирования таких вод на небольших локальных участках в результате окисления сульфидных месторождений. При этом повышенному, но рассеянному содержанию сульфидов в горных породах, особенно в зонах тектонических нарушений, не придавалось серьезного значения.

В настоящее время, особенно в связи с быстрым развитием в СССР гидрохимических методов поисков сульфидных месторождений, роли сульфидов, находящихся в породах в рассеянном состоянии, заслуженно стали придавать все большее и большее значение в формировании в зоне окисления подземных сульфатных вод. Рассмотрению существующих по данному вопросу гипотез много внимания уделяет в своих работах С. А. Дуров [48], активный сторонник большого влияния на формирование таких вод сульфидов земной коры. Поэтому нет необходимости подробно рассматривать этот вопрос. Отметим лишь, что В. Н. Попов в своих работах, начиная с 1951—1952 гг., формирование термальных сульфатных вод МНР также связывает главным образом с окислением сульфидов, находящихся в горных породах как в рассеянном, так и в концентрированном виде. Этот вопрос частично затронут и в настоящей работе при рассмотрении формирования сероводорода и азота в термальных водах.

Источник № 48 — наиболее яркий представитель подгруппы сульфатно-натриевых термальных вод — находится в области развития основных и средних эффузивов, перекрытых в замкнутой котловине аллювиально-пролювиальными, озерными и, возможно, мезо-кайнозойскими осадочными породами, среди которых разгружаются напорные сульфатно-натриевые термы. К сожалению, мощность, литологический и химико-минералогический состав этих пород неизвестны. Минерализация и химический состав источника могут обусловливаться рассеянным сульфидным оруденением в эффузивах, возможной загипсованностью осадочных отложений, заполняющих котловину, а также затрудненным дренажем и усиленным испарением подземных вод, накапливающихся в этой котловине, т. е. условиями, благоприятными для формирования подземных вод второй зоны минерализации.

Выходы источников Богдо-Ула-Аршана (№ 49) приурочены к зоне тектонических нарушений в гранитоидах, характеризующейся, по Д. А. Клеменцу [76, 77], значительной пиритизацией. Источник Уртрэг-Аршан (№ 56), судя по материалам исследователя Н. Л. Кудрявцевой, по-види-

мому, также приурочен к тектоническому контакту, обогащенному сульфидным оруденением. Геологические и гидрогеологические условия источника № 55 изучены далеко недостаточно, чтобы можно было говорить о факторах, формирующих его химический состав.

На основе отмеченного сходства химического состава пресных (речных и грунтовых) вод и вод термальных источников, а также описанных геолого-тектонических и гидродинамических условий их формирования и распространения на данной стадии изученности указанных вод можно говорить об общности их происхождения, главным образом за счет метеорных вод. Различия между ними возникают в процессе геологического развития метеорных вод в связи с разнообразными горными породами и геохимическими обстановками, в которые попадают метеорные воды на пути их движения в земной коре, которые и обусловливают взаимодействие воды (с растворенными в ней газами атмосферы) и породы, включающей в себя сложный водо-солевой комплекс, непрерывно изменяющийся во время геологического изменения (развития) самой породы.

Растворенная в пресных гидрокарбонатно-кальциевых водах углекислота по мере движения воды на глубину расходуется на окислительные реакции, в то же время растворимость углекислоты уменьшается с повышением температуры воды. Равновесие в солевом составе гидрокарбонатно-кальциевых вод нарушается при выпадении из раствора углекислого кальция и увеличении щелочности воды: $Ca(HCO_3)_2 = Ca\,CO_3 + H_2O + CO_2$. Одновременно с этим вода растворяет граниты, богатые натрием и кремнистыми соединениями. Процесс ускоряется с повышением температуры воды и раздробленности пород, особенно в тектонических зонах. Так постепенно в воде увеличивается содержание натрия и кремнекислоты и уменьшается содержание кальция.

Обменные реакции с участием углекислоты, сопровождающиеся в окислительной среде разложением силикатов и алюмосиликатов, в частности полевых шпатов, по Д. В. Жабреву и Н. И. Хацкевичу [50] и других советских ученых, также ведут к накоплению в подземных водах бикарбонатов натрия и кремневой кислоты и к постепенному их преобразованию в кремнекислые, гидрокарбонатно-натриевые воды. Однако в рассматриваемых нами условиях, как правильно указывает Э. Э. Карстенс [73], горячая воды и без углекислоты способна растворять и выщелачивать кристаллические породы, обогащаясь сульфатами, хлоридами, карбонатами натрия и кремневой кислотой, особенно в зонах тектонических нарушений.

В последней работе С. А. Дурова стремление исследователей привлечь к объяснению всех случаев метаморфизации природных вод катионный обмен правильно расценивается как бездоказательное увлечение. В то же время он, обращая внимание на то, что ион кальция адсорбируется в 4—5 раз сильнее, чем ион натрия [48, стр. 11, 233], предлагает обсудить гипотезу образования подземных щелочных вод путем адсорбции многовалентных ионов в окислительной обстановке.

В заключение отметим, что взгляды В. Н. Попова на основные закономерности формирования и распределения термальных вод на территории МНР [154—156, 158] получили подтверждение и дальнейшее развитие в выводах Ф. А. Макаренко, к которым он пришел на основе изучения термальных вод на огромной территории СССР. Он пишет: «Обширность и повсеместность развития терм в земной коре свидетельствуют одновременно о всеобщей региональности связанных с ними гидротермальных процессов, протекающих в недрах, которые долгое время рассматривали как процессы локального магматического характера» [108, стр. 3].

Что касается в целом проблемы генезиса терм и других вод, то любая вода, по Ф. А. Макаренко, неизменно неоднородна в своем составе, поскольку в движении через проницаемые толщи пород при взаимодействии с породами, подземными газовыми средами и живым веществом непрерывно обновляется

ее ионносолевой и газовый состав. Процесс формирования вод непрерывен, поэтому в любой капле природной воды, как и любого термального источника, мы имеем в действительности воды различного генезиса и разного «возраста» подземной жизни. Далее Ф. А. Макаренко отмечает, что «... приуроченность большинства естественных выходов терм к вулканическим районам и горным странам свидетельствует не столько об особой их глубинности и специфичности генезиса, сколько о своеобразии гидрогеологических условий этих стран, отличающих их от равнинных платформенных территорий...» (стр. 5).

Заканчивая описание условий формирования подземных минеральных вод МНР, следует отметить, что изложенные соображения о классификации природных минеральных вод МНР, об условиях их формирования и распространения представляют собой результат первых исследований и обобщения далеко еще неполных материалов по минеральным водам МНР. Это иногда вынуждало автора из-за отсутствия конкретных данных по тем или иным вопросам прибегать к методу аналогии, используя богатый опыт, накопленный советскими учеными в области изучения минеральных вод СССР. Вполне понятно, что предлагаемые классификация природных минеральных вод МНР и обзор условий их формирования следует рассматривать как схемы, которые при дальнейших более детальных исследованиях, несомненно, будут в какой-то мере уточняться.

ГЛАВА XIII

ТИПИЗАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД МОНГОЛИИ

Углекислые воды

Применительно к типизации углекислых вод СССР [147] и аналогичной типизации минеральных вод соседней территории Забайкалья [122, т. I], среди обследованных углекислых источников (аршанов) МНР можно выделить (на данной стадии их изученности) несколько основных типов.

Самую многочисленную группу составляют монгольские холодные (0,6—5° С) нарзаны — гидрокарбонатные щелочноземельные (преимущественно кальциевые) источники с общей минерализацией 0,18—1,5 *г/л*. Центральное положение в этой группе занимает Улан-Баторский гидрокарбонатный магниево-кальциевый аршан с повышенным содержанием железа (до 11% экв. — 49 *мг/л*). Месторождение приурочено к тектонической зоне в песчаниково-сланцевой толще палеозоя, прорванной гранитоидами. На поверхности размыва палеозойских пород лежат песчано-глинистые отложения мезо-кайнозоя, прикрытые озерно-аллювиальными образованиями долины Толы.

Монгольские холодные нарзаны типа Улан-Баторских минеральных вод являются аналогами известных дарасунских нарзанов, широко распространенных на соседней территории Забайкалья СССР, или близки к ним (табл. 63).

В зависимости от соотношений между кальцием и магнием среди монгольских нарзанов улан-баторского типа в дальнейшем после изучения их режима (годового и многолетнего), по-видимому, можно будет выделить отдельные подгруппы (подтипы), в первую очередь с преобладанием кальция по сравнению с магнием (группа нарзанов улан-баторского типа) и подтип, в котором магния, вероятно, будет больше, чем кальция. В пользу последнего говорит тот факт, что рядом с выходами некоторых минеральных источников (аршаны Урта, Шэри, Дашилингыйн, Улыйн и Арангэтэ) отмечены выходы пресных родников или наличие ручьев и озер, в химическом составе которых магний преобладает по сравнению с кальцием (см. описание источников). Кроме того, в районах ряда упомянутых аршанов встречены основные интрузивы или эффузивы, способствующие обогащению подземных вод ионом магния.

Все это заставляет обратить внимание на районы аршанов Урта, Шэри и Улыйн, чтобы выяснить причины упомянутого различия в катионном составе близко расположенных выходов пресных и минеральных вод. Возможно, что при бурении в отдельных скважинах будут вскрыты не только

Таблица 63

Монгольские нарзаны улан-баторского типа

Название источника (аршана)	T°	CO_2, *г/л*	*M*, *г/л*	Содержание, % экв.						pH	H_2SiO_3, *мг/л*	Fe^{2+}, *мг/л*
				Cl	SO_4	$HCO_3 + CO_3$	Na+K	Mg	Ca			
Дарасун, скв. 7/57, Читинская область . . .	2	3,2	1,45	1	9	90	16	28	51	5,9	22	25
Улан-Батырыин	5	3	0,53	2	8	90	10	15	64	5,8	76	49
Менза	0,8	2,13	1,0	1	2	97	17	38	45	5,7	48	1,4
Хучжирниго	4	Есть	0,48	0,5	1,3	98	12	38	51	—	58	—
Дашилингыйн	4,5	2,37	0,18	5	10	85	3	25	68	<5,9	58	3
Аршан-Булак	0,8	2,3	1,1	—	3	97	18	38	44	6,5	52	—
Урта	2,1	2,1	0,59	1	4	95	7	29	64	<6,3	39	0,2
Арангэтэ	5,2	1,23	1,43	—	2	98	14	23	62	6,1	135	2,7
Улыйн	0,6	1,19	0,78	1	3	96	9	19	72	6,1	44	0,2
Чжанчублинг, скв. 567	1,5	2,63	1,47	1	1	98	11	18	71	6,0	13	197 (в осадке)
Сучжи	2,5	3,7	0,18	3	10	86	14	17	69	<7	32	0,5
Шэри	0,6	1,63	0,75	2	7	90	16	16	67	<6,3	68	2,5
Дэнсэлгэн	2,5	1,42	0,56	1	3	96	17	14	68	<7	38	4,7
Баян-Тологой-Барун . .	1,6	Есть	0,99	1	2	95	22	20	58	—	32	—

магниево-кальциевые, но и кальциево-магниевые углекислые воды, как на Кукинском месторождении углекислых вод в Забайкалье, где такое явление объясняется наличием среди гранитных массивов основных интрузивов.

Как видно из табл. 63, среди нарзанов улан-баторского типа имеются такие, которые по содержанию свободной углекислоты (Улан-Батырыин, Сучжи и др.) не уступают Забайкальскому Дарасуну и превосходят многие прославленные нарзаны Кавказа. В связи с этим необходимо дальнейшее, более детальное изучение и подготовка подобного рода месторождений углекислых вод к эксплуатации с организацией на них курортов республиканского или районного значения.

Вторую группу составляют холодные углекислые гидрокарбонатные натриевые источники, в катионном составе которых преобладают ионы щелочных металлов натрия и калия. Среди них выделяется несколько подгрупп (подтипов). В подгруппу, близкую к боржомскому типу нарзанов или балейскому типу углекислых вод Забайкалья, входят минеральные воды, вскрытые буровыми скважинами в районе Баян-Обо сомона и Хонгориин-Аршана. Это холодные (3—6° С) гидрокарбонатные натриевые воды с содержанием гидрокарбонатного иона 95—87% экв. Сумма хлор- и сульфат-ионов занимает в их анионном составе резко подчиненное положение, не превышая 5—13% экв. В катионном составе щелочные и щелочноземельные металлы находятся почти в равных и меняющихся соотношениях (55—45 и 46—54% экв.); в таких же переменных соотношениях между собою находятся ионы кальция и магния. Общая минерализация вод 0,87—2,4 *г/л*. Аналоги этих вод или близкие к ним углекислые воды СССР приведены в табл. 64.

К подгруппе (подтипу) углекислых источников, близких к углекислым водам ессентукского или торейского типа Забайкалья (СССР), относятся монгольские холодные (10—15° С) аршаны Халдзан-Обо и Ара-Шанда-Булак. Они образуют вторую ветвь натриевых вод, в катионном составе которых в отличие от источников первой подгруппы сумма щелочноземельных металлов уменьшается до 7—15% экв., в результате чего значительно увеличивается (до 83—93% экв.) роль ионов щелочных металлов натрия и калия. В то же время в анионном составе этих вод происходит уменьшение

Таблица 64

Монгольские углекислые воды боржомского (балейского) типа

Название источника (аршана)	T°	CO_2, г/л	M, г/л	Содержание, % экв.						pH	H_2SiO_3, мг/л	Fe^{2+}, мг/л
				Cl	SO_4	$HCO_3 + CO_3$	Na+K	Mg	Ca			
Скважина в Баян-Обо сомоне	3	0,82	2,42	—	5	95	55	32	13	7,2	Не обн.	0,1
Хонгориин	6	1,08	0,87	8	5	87	46	21	33	6,75	Не обн.	0,2
Балейское месторождение, на глубине 199 м (Забайкалье, СССР)	5,5	0,9	7,4	1	—	99	89	7	4	—	—	—
Зун-Торейский, восточный (Забайкалье, СССР)	2	1,2	2,6	11	10	79	43	29	28	—	—	—
Курорт «Ласточка» (Приморский край, СССР)	5	3,5	4,4	—	—	100	51	25	22	5,6	—	Есть
Курорт Боржоми, источник Екатерининский (Груз. ССР)	29	1,2	6	15	—	85	88	4	7	6,8	43	2,3
Саирме (Груз. ССР)	12	2,2	9	18	2	80	72	14	14	6,6	68	7—18
Рица-Авадхара (Абхазская АССР), каптажная скв. 1	9	1,62	6,8	3	—	96	68	14	17	6,7	56	12

содержания гидрокарбонатного иона до 42—49% экв. и увеличивается содержание хлор-иона до 28—50 и сульфат-иона до 8—22% экв.; повышается и общая минерализация этих вод (8,4—9,7 г/л). Они приобретают тенденцию к переходу в группу типичных хлоридных натриевых вод.

Аналоги монгольских холодных углекислых вод типа Халдзан-Обо-Аршан или близкие к ним углекислые воды на территории СССР и других стран указаны в табл. 65.

Таблица 65

Монгольские углекислые воды ессентукского (торейского) типа

Название источников (аршанов)	T°	CO_2, г/л	M, г/л	Содержание, % экв.						pH	H_2SiO_3, мг/л	Fe^{2+}, мг/л
				Cl	SO_4	$HCO_3 + CO_3$	Na + K	Mg	Ca			
МНР												
Халдзан-Обо-Аршан	12—15	1,3	8,4	50	8	42	85	4	11	6,6	0,8	—
Ара-Шанда-Булак	10—12	0,6	9,7	28	22	49	93	2	5	—	—	—
СССР												
Зун-Торейский, южный № 2 (Забайкалье)	1—2	0,9	5,6	36	20	44	75	16	9	—	—	—
Соловьевский	Холод	1,5	6,7	27	17	56	72	28		—	—	—
Исти-Су № 8 (АзербССР)	57	0,64	6,0	34	17	50	86	4	9	—	13	—
Синегорские (Сахалин) скв. 9	7	3,0	15,2	54	—	45	90	5	4	6,1	36	1,2
Ессентуки № 17	13,7	2,3	12	39	—	61	92	4		6,8	23	5,1
То же, буровая скв. 505	11—12	0,37	2,9	20	33	47	61	15	23	6,9	12	1,0
Сойми (Закарпатская область)	13	2	7,8	53	—	46	71	—	25	6,4	—	Есть
Курорты других зарубежных стран												
Шавница (Польша)	Холод	До 3,0	13	44	—	54	83	15		—	—	—
Лухачовице (Чехословакия)	9,9	2,7	9,4	41	—	59	80	17		—	—	—

Третью ветвь углекислых гидрокарбонатных натриевых вод МНР образуют углекислые воды, близкие к углекислым водам СССР железноводского (пятигорского) типа. К ним относятся холодные (2—6° С) аршаны Ара-Нурыйн и Талыйн-Булагыйн сложного анионного и катионного состава. Содержание в их воде сульфат-иона увеличивается до 40—22% экв. и хлор-иона до 15—28% экв. Отмечаются значительные концентрации щелочноземельных металлов: ионов кальция до 27—30 и ионов магния до 14% экв. Общая минерализация воды повышается до 2,8—2,9 *г/л*. Аналоги этих вод или близкие к ним углекислые воды СССР приведены в табл. 66.

Таблица 66

Монгольские углекислые воды железноводского (пятигорского) типа

Название источников (аршанов)	$T°$	CO_2, *г/л*	M, *г/л*	Содержание, % экв.						pH	H_2SiO_3, *мг/л*	Fe^{2+}, *мг/л*
				Cl	SO_4	$HCO_3 + CO_3$	Na + K	Mg	Ca			
МНР												
Талыйн-Булагыйн . .	2	0,73	2,79	15	40	45	55	14	30	6,7	51	5,9
Ара-Нурыйн	6	2,04	2,87	19	23	58	58	14	27	6,3	Не обн.	4,8
СССР												
Владимирский и Кегамовский (Железноводск)	11—27	0,6—1,2	2,65	14	37	49	54—58	11	31—35	—	—	—
Славяновский (Железноводск)	55	0,7	3,5	17	37	46	61	7	31	6,9	—	3,7
Теплый нарзан Пятигорска	31	1,7	5,1	38	23	38	63	7	29	6,3	21	13,3
Джермук (АрмССР) . .	64,5	0,4	3,7	19	27	53	80	5	15	—	—	—

При дальнейших исследованиях во впадине Хотул-Нур, где расположены аршаны Ара-Нурыйн и Талыйн-Булагыйн, возможно, буровыми скважинами будут вскрыты сульфатные магниево-натриевые углекислые воды, которые составят отдельную группу сульфатных вод. На это указывает химический состав воды двух обследованных в названной впадине колодцев:

Нурс-Худук

$$CO^{2}_{0,27};\ M_{2,26}\ \frac{SO^{4}_{38}HCO^{3}_{35}Cl_{27}}{(Na+K)_{60}Mg_{26}Ca_{14}}\ pH=7;\quad Fe^{2+}=4\ мг/л;$$

Талыйн-Булагыйн-Худук

$$CO^{2}_{0,255};\ M_{4,1}\ \frac{SO^{4}_{42}Cl_{30}HCO^{3}_{28}}{(Na+K)_{74}Mg_{16}Ca_{9}}\ pH=6,9;\ Fe^{2+}=0,4\ мг/л;\ T^{\circ}_{5}.$$

Особое положение занимают холодные углекислые воды, вскрытые буровой скважиной в районе пос. Дзамын-Удэ. По химическому составу они близки к углекислым водам типа Арзни (СССР). При дальнейших разведочных работах в этом районе, возможно, будут вскрыты (если подтвердятся приведенные данные о буровой скважине) хлоридно-натриевые углекислые воды значительной минерализации типа углекислых вод Арзни (Армения), которые составят новый тип интересных для МНР минеральных вод (табл. 67).

На основе сказанного о типизации монгольских холодных углекислых аршанов можно сделать заключение о большой ценности и значительном разнообразии углекислых вод МНР; и надеяться, что дальнейшие исследования минеральных вод подтвердят наши прогнозы о наличии на территории страны

Таблица 67

Углекислые воды типа Арзни

Название источников (аршанов)	$T°$	CO_2, *г/л*	*М*, *г/л*	Содержание, % экв.						pH	H_2SiO_3, *мг/л*	Fe^{2+}, *мг/л*
				Cl	SO_4	$HCO_3 + CO_3$	Na + K	Mg	Ca			
Буровая скважина в районе пос. Дзамын-Удэ	8	3	20	51	16	33	50	38	9	—	—	150
Арзни (АрмССР) . . .	20,5	2	12	65	8	27	75	14	11	—	—	—
Либани, нижний источник (ГрузССР) . . .	12,2	1,5	4,6	58	—	42	55	16	28	6,3	57	17
Лоринский (Чукотский национальный округ)	2	0,9	6,4	57	—	38	57	23	19	6,6	—	—
Вышне-Быстра (Закарпатье, УССР)	11	+	7,8	80	—	20	70	—	25	6,5	—	—

углекислых вод, не только близких по своему химическому и газовому составу, а также бальнеологическим свойствам к прославленным сибирским и кавказским водам СССР и других зарубежных стран, но и полных аналогов их.

Термальные воды

Среди разнообразных термальных источников МНР по температуре можно выделить следующие:

1. Пониженно-теплые с температурой от 10 до 20° С, которая незначительно превышает температуру обычных пресных грунтовых вод Монголии. К ним относятся аршаны Куйтын (12° С) и Ходхоный (16° С); последний из группы «прочих аршанов».

2. Теплые с температурой от 20 до 33° С. Таковы аршаны в долине Аршанту-Гол (22—23°), в верховье р. Булаган-Гол (20—25°), Уртрэг (21°), Цохот (23°), Турул-Халун-Булак (24°), Хамарин-Халун-Усу (25°), Хучжиртэ (20—31°).

3. Гомотермальные с температурой от 35 до 42° С. К ним принадлежат аршаны: Богдо-Ула (35—42°), Убур-Джиргаланту (35°), Юстэ (35°), Ара-Гитрон (37°), Хучжиртэ (37—42), Эмту-Халун (35—40°), Хульджи (42°), Могой-Халун (35—42°), Иуругин-Халун (35,5—42,5°), Хурмэтуин-Халун (38—42°).

4. Горячие с температурой 42—50°. Эту группу составляют аршаны: Богдо-Ула (43—50°), Чулуту (42—45°), Могой-Халун (43—50°), Хучжиртэ (42—47°).

5. Очень горячие с температурой 50—75° С. Среди них аршаны: Хучжиртэ, буровая скв. 7 (52°), Могой-Халун (до 72°), Хурмэтуин-Халун (55—57°), Эмту-Халун (53—54°), Халун-Усу (65°), Шиберту (54°,63°), минеральные воды в бассейне Байдарика, Бага-Халуный (73°), Богдо-Ула (51—54°), Аршани-Хурэ (55°).

6. Весьма горячие с температурой выше 75° С: Текшеин-Халун-Аршан (90°) и Халуный-Усу-Аршан (91,5°).

По химическому составу среди термальных источников отчетливо выделяются две группы аршанов: гидрокарбонатные натриевые и сульфатные натриевые. Типичным представителем первой группы является Хучжиртэ-Аршан, на базе которого организован и действует курорт республиканского значения. Для второй группы аршанов характерен Хульджи-Аршан. Наиболее многочисленна группа гидрокарбонатных натриевых аршанов типа

Хучжиртэ. Реже встречаются сульфатные натриевые аршаны типа Хульджи. Термы этих двух типов указаны в табл. 68.

Таблица 68

Термы типа Хучжиртэ и Хульджи аршанов

Название источников (аршанов)	$T°$	H_2S, мг/л	M, г/л	Содержание, % экв.						pH	H_2SiO_3, мг/л
				Cl	SO_4	$HCO_3 + CO_3$	Na + K	Mg	Ca		
Термы типа Хучжиртэ-Аршана (HCO_3—SO_4—Na):											
Бага-Халуный, № 47	73	+	0,152	10	11	79	81	19		>8,45	—
Эмту-Халун-Усу, № 36 (группа I)	54	7,5	0,414	10	14	76	98	—		29,1	112
Халуный-Усу, № 46	91,5	+	0,179	14	15	71	82	17		>8,45	93
Турул-Халун-Булак, № 37	24	Нет св.	0,22	17	18	64	74	7	18	—	—
Хучжиртэ, № 31 (обобщенный состав)	37—52	1—5,2	0,33	12—13	20—22	63—68	95—97	—	2—4	9,3—9,4	100—140
Могой-Халун-Усу, № 32	50	+	0,32	6	23	71	92	3	5	—	123
Хурмэтуин-Халун-Усу, № 35	55	4,7	0,33	9	27	64	96	—	3	9,3	119
Иуругин-Халун, № 44	43	5,0	0,28	17	29	54	95	—	5	>8,45	79
Халун-Усу, № 38	65	+	0,25	19	31	50	78	6	15	8,2	—
Чулуту, № 41	45	5	0,33	11	31	58	89	3	7	>8,45	101
Куйтын, № 40	12	3	0,284	7	35	58	85	4	11	>8,65	125
Цохот, № 39	23	1,5	0,24	8	43	49	79	5	14	>8,45	55
Шиберту, № 42	63	3,6	0,4	11	42	47	89	4	7	>8,65	134
Термы типа Хульджи-Аршана (SO_4—Na—Ca):											
Богдо-Ула, № 49	53	+	0,29	6	48	46	93	—	4	—	92
Уртрэг, № 56	21	Нет св.	0,4	6	68	26	59	8	32	—	—
Аршан в верховье р. Булаган-Гол, № 53	20—25	То же	0,64	12	70	18	73	9	18	—	—
Аршани-Хурэ, № 55	25—55	+	1,0	8	73	19	95	—	3	8	—
Хульджи, № 48	42	4,9	0,84	11	80	9	73	2	23	7,6	78

Примечание. Знак «+» обозначает, что количество H_2S не определено.

Из табл. 68 видно, что группа гидрокарбонатных натриевых аршанов типа Хучжиртэ состоит из целой гаммы аршанов, которые по своему химическому составу образуют как бы единую цепь, ведущую от гидрокарбонатных вод к сульфатным типа Хульджи-Аршана с двумя промежуточными (переходными) звеньями сульфатно-гидрокарбонатных (Шиберту-Аршан, № 42) и гидрокарбонатно-сульфатных вод (Богдо-Ула-Аршан, № 49).

Аналоги монгольских терм типа Хучжиртэ или близкие к ним термальные азотные воды СССР указаны в табл. 69.

Аналогами монгольских терм типа Хульджи-Аршан или близкими к ним являются азотные воды СССР, указанные в табл. 70.

Обособленное положение занимает еще недостаточно изученный аршан Тацаин-Халун-Усу (см. описание источника № 38), отличающийся сложным как анионным, так и катионным составом с преобладанием в нем магний-иона. Если при повторных анализах подтвердится его химический состав, это будет новый для МНР тип гидрокарбонатно-магниевых терм:

$$(H_2S);\ M_{0,24}\ \frac{HCO^3_{42,7}SO^4_{37}Cl_{18,8}}{Mg_{43,2}(Na+K)_{40,6}Ca_{15,2}}\ T^{\circ}_{55-57}.$$

Таблица 69

Термы Хучжиртэ и их аналоги на территории СССР

Название источников (аршанов)	T°	H_2S, мг/л	M, г/л	Содержание, % экв.						pH	H_2SiO_3, мг/л
				Cl	SO_4	$HCO_3 + CO_3$	Na + K	Mg	Ca		
МНР											
Хучжиртэ, № 31, обобщенный состав	37—52	1—5,2	0,33	12—13	20—22	63—68	95—97	—	2—4	9,3—9,4	100—140
СССР											
Белокурихинский (Алтай)	33,4	+	0,269	12	39	49	93	2	5	9,3	73
Анненские (Хабаровский край)	50—59	Нет св.	0,3	18	27	55	86	14		—	100
Семиозерские (Забайкалье)	35	+	0,4	6	26	68	76	Нет св.	16	—	182
Верхне-Ингодинские (Забайкалье)	27	+	0,3	14	20	66	84	—	15	—	143
Могойские (Бурятская АССР)	До 82	26	0,36	Нет св.	22	74	91	Нет св.	6	—	112
Былыринский (Забайкалье)	41,5	Нет св.	0,24	13	6	81	96	4		—	70
Баутовский (Бурятская АССР)	54	15	0,35	18	33	49	92	Нет св.	5	—	65
Амгу (Приморский край)	36,5	Нет св.	0,2	Нет св.	25	53	90	10		9,3	70
Ели-Су (Центральный Памир)	55	»	0,6	—	31	68	85	—	9	—	—

Таблица 70

Термы Хульджи-Аршана и их аналоги на территории СССР

Название источников (аршанов)	T°	H_2S, мг/л	M, г/л	Содержание, % экв.						pH	мг/л
				Cl	SO_4	$HCO_3 + CO_3$	Na + K	Mg	Ca		
Хульджи-Аршан, № 48	42	4,9	0,84	11	80	9	73	2	23	7,6	78
Горячинские (Забайкалье)	56	+	0,557	5	84	9	86	—	13	9,3	52
Питателевские (Забайкалье)	55	+	1,5	21	76	3	78	—	22	—	75
Хакусские (Забайкалье)	46	+	0,347	15	66	19	73	—	26	—	55
Тайрис № 13 (Тувинская автономная область)	45	15	0,43	9	71	15	94	6		9	55
Хоргосские (КазССР)	49,5	+	0,3	15	64	20	87	—	11	—	75
Белокурихинские (на Алтае)	35,8	+	0,3	18	42	31	92	8		9,3	55
Яшиль-Куль (южный Памир, СССР)	65	Нет св.	0,65	18	47	24	95	—	—	—	—
Богдо-Ула, № 49 (МНР)	53	+	0,29	6	48	46	93	—	4	—	92

Примечание. Знак + означает, что количество H_2S не определено.

По химическому составу к Тацаин-Халун-Усу близки также недостаточно изученные аршаны Убур-Джиргаланту (№ 43) и Хамарин-Халун-Усу (№ 34). Для них характерен почти такой же сложный анионный и катионный состав с повышенным содержанием щелочных земель, особенно магния:

$$H^2S_{17};\ M_{0,6}\ \frac{HCO^3_{73}SO^4_{23}Cl_4}{(Na+K)_{58}Mg_{26}Ca_{15}}\ T^\circ_{35}\ \text{(аршан № 43);}$$

$$M_{0,12}\ \frac{HCO^3_{65}SO^4_{26}}{(Na+K)_{60}Ca_{24}Mg_{14}}\ T^\circ_{25}.\ \text{(аршан № 34).}$$

Для полной оценки бальнеологических свойств этой интересной группы терм требуются детальные физико-химические исследования. Несколько своеобразное положение занимают аршаны Ара-Гитрон (№ 33) и Ходхоный (№ 66). По химическому составу они, близки к группе гидрокарбонатных натриевых терм типа Хучжиртэ, отличаясь от них пониженной температурой, но главным образом повышенным содержанием щелочных земель, особенно кальция. По В. Н. Попову, это объясняется разбавлением термальной воды в верхней гидрохимической зоне земной коры пресной водой, для которой характерно преобладание гидрокарбоната кальция. Формула химического состава их воды следующая:

$$(H_2S)\,M_{0,16}\ \frac{HCO^3_{87}Cl_7SO^4_6}{(Na+K)_{67}Ca_{27}Mg_6}\ H^2SiO^3_{78};\ T^\circ_{37}\ \text{(аршан № 33);}$$

$$M_{0,115}\ \frac{(HCO^3_{75}+CO^3_{11})_{86}SO^4_{11}Cl_3}{(Na+K)_{68}Ca_{26}Mg_6}\ H^2SiO^3_{39}\quad pH=8{,}2;\ T^\circ_{16}\ \text{(аршан № 66).}$$

В особую группу минеральных вод должны быть выделены минерализованные и высокоминерализованные воды глубоких частей некоторых артезианских бассейнов Монголии, подробно рассмотренные в VI главе настоящей монографии.

Судя по опыту буровых разведочных работ на курорте Хучжиртэ, некоторому разнообразию химического состава в различных выходах одного и того же источника (аршан Чулуту, № 41), а также по результатам буровых работ на известных курортах СССР (Белокуриха, Кука, Боржоми), можно утверждать, что при производстве аналогичных работ на месторождениях углекислых вод и азотных терм Монголии еще будут вскрыты минеральные воды, разные по химическому составу и по температуре.

Первая попытка типизации минеральных вод МНР будет способствовать рациональному использованию гидроминеральных богатств страны и дальнейшему их расширению и изучению в бальнеологических целях, а также при использовании терм как источников тепла в различных отраслях народного хозяйства страны.

Несомненно, что при дальнейших исследованиях, когда накопится более детальный материал по физико-химическим свойствам отдельных месторождений минеральных вод, особенно в части микрокомпонентного и газового состава их, предложенная группировка (типизация) минеральных вод будет уточнена и станет более подробной; выявятся возможности установления закономерных генетических связей между отдельными группами и подгруппами минеральных вод.

ГЛАВА XIV

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Для понимания и оценки природных условий и закономерностей формирования и пространственного распределения минеральных вод на территории МНР необходимо учитывать ряд особенностей этой горной страны.

Территория страны прошла, начиная с конца палеозоя, длительный период континентального развития, неоднократно сопровождавшийся крупными тектоническими движениями земной коры. В результате такого длительного и сложного развития на территории страны создались разновозрастные формы рельефа. Одни из них, несомненно, были заложены еще в мезозойское и третичное время; другие более молодые — возникали вплоть до современной эпохи.

Длительные континентальные условия развития Монголии, минимум два оледенения, охватившие большую часть страны в четвертичное время, а также характерные черты геоморфологии и климата территории наложили своеобразный отпечаток как на историю формирования, так и на современный облик и режим гидрографической сети МНР. Многие крупные речные долины, судя по особенностям их строения, состоят из участков разного возраста, формировавшихся на протяжении длительного геологического времени, когда происходило перемещение не только главных, но и второстепенных водоразделов, что приводило к изменению направления рек; менялись и условия стока воды на протяжении одной и той же реки. В современную эпоху также отмечаются результаты продолжающегося процесса геологического развития страны (неотектоника) в виде раздвоения рек в нижнем течении с отмиранием одного из рукавов (реку Байдарик в Хангае, Цэнхэр-Гол в Алтае, Халхин-Гол — на крайнем востоке страны).

История геологического развития территории МНР делится на два резко различных этапа: палеозойский и мезо-кайнозойский. Более ранний, допалеозойский период недостаточно изучен.

Палеозойский этап характеризуется геосинклинальными условиями. Он заканчивается мощными складкообразовательными процессами, охватившими конец перми и, возможно, начало мезозоя. Все породы палеозоя, включая пермские, были смяты в линейные складки в общем широтного простирания с отклонением к северо-западу на западе страны и к северо-востоку в ее восточной части.

Складкообразование сопровождалось мощными интрузиями гранитоидов. Породы палеозоя были сильно дислоцированы и претерпели глубокий региональный метаморфизм. Море отступило со всей территории страны, на которой с тех пор установились континентальные условия, резко отличные

по осадконакоплению, процессам вулканизма и тектогенеза от геосинклинальных условий палеозоя.

Жесткий фундамент, сложенный палеозойскими и допалеозойскими породами, реагировал на позднейшие мезо-кайнозойские тектонические движения образованием сводовых поднятий и прогибов большого радиуса, часто сопровождавшихся продольными и поперечными разломами типа взброса-надвигов, сбросо-сдвигов, а также образованием покровной складчатости в мезо-кайнозойских осадочных отложениях, не затронутых процессами регионального метаморфизма.

Наиболее мощные тектонические движения на территории МНР проявились в конце третичного — в начале четвертичного периодов, в так называемую позднеальпийскую фазу тектогенеза. Они сопровождались образованием слабой волнистости в третичных отложениях, залегавших во впадинах в большинстве случаев почти горизонтально, а также образованием многочисленных разломов, которые иногда совпадали с более древними тектоническими зонами. По этим линиям разлома неравномерно вертикально перемещались крупные блоки земной коры. Произошло значительное усложнение и омоложение рельефа. Изменилось соотношение и распределение речных и озерных бассейнов, а также водоразделов (что неоднократно повторялось и ранее при послепалеозойских тектонических движениях, начиная, примерно с юрского периода). Создались новые формы рельефа, основные черты которого сохранились до наших дней в виде крупных горных массивов и разделяющих их тектонических впадин. Территория МНР превратилась в горную страну, высоко приподнятую над уровнем моря.

Неотектонические движения (в понимании их по В. А. Обручеву) сопровождались излияниями преимущественно базальтовых лав, которые отмечаются на всей территории страны, но особенно они развиты в Хангае, где широко распространены азотные термы, и в юго-восточной части страны (провинция Дариганга). Крупные тектонические зоны, образовавшиеся в земной коре в позднеальпийскую фазу складчатости на протяжении дальнейшей геологической истории, вплоть до современной эпохи, неоднократно изменялись в зависимости от характера и интенсивности неотектонических движений, которые далеко не одинаково проявлялись в различных регионах страны, местами то подновляя или закрывая старые разломы в земной коре, и, несомненно, сопровождаясь образованием также и новых тектонических зон. Все это определяло гидрогеологические особенности и основное направление процесса формирования, распределения и проявления на территории МНР подземных вод, в том числе и минеральных.

Среди минеральных вод МНР, как следует из описания минеральных источников, их классификации и условий формирования, выделяются воды, приуроченные к строго определенным географическим районам. Каждый из этих районов характеризуется своеобразным комплексом геолого-структурных, тектонических, литологических, гидродинамических, морфологических и климатических условий, а также особенностями геологического развития их, определяющими процесс формирования наиболее распространенной в том или ином районе группы минеральных вод. Формирование небольших подгрупп (разновидностей) таких вод обычно связано с местными природными особенностями, которые локально проявляются на общем (региональном) фоне природных условий.

Таких основных групп минеральных вод, имеющих широкое региональное распространение и приуроченность к определенным географическим районам, на территории МНР выделяются две (рис. 63):

I) группа холодных углекислых вод, по химическому составу преимущественно сульфатно-гидрокарбонатных, магниево-кальциевых и реже — сульфатных или хлоридных натриевых, газирующих главным образом углекислотой;

II) группа термальных азотных вод, по химическому составу преимущественно сульфатно-гидрокарбонатных кальциево-натриевых и реже — сульфатных натриевых, газирующих главным образом азотом.

Территории распространения выделенных групп минеральных вод в дальнейшем будут называться (для удобства сравнения с соседними районами СССР, согласно Н. И. Толстихину [47]) провинциями минеральных вод. В связи с этим территория распространения первой группы холодных углекислых вод будет именоваться первой провинцией минеральных вод, а территория распространения азотных терм — второй провинцией минеральных вод МНР.

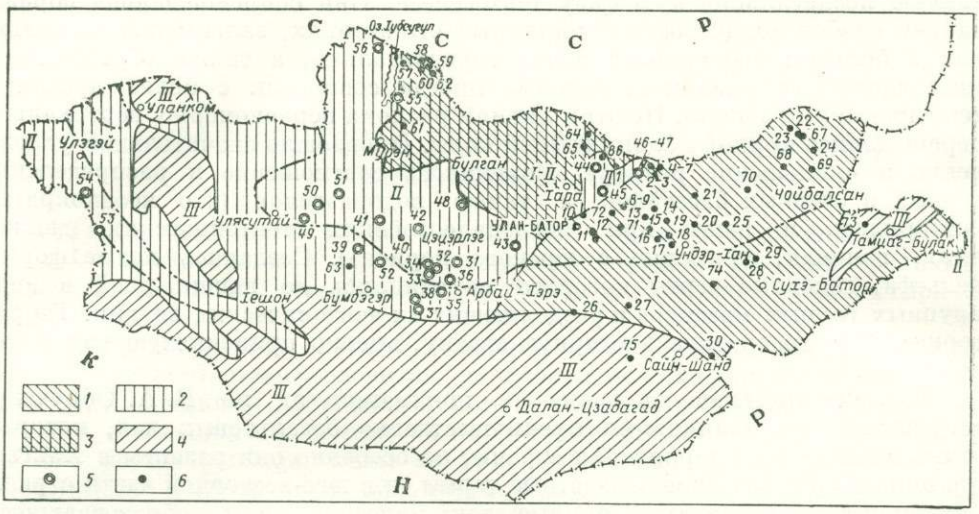


Рис. 63. Схема распространения природных минеральных вод МНР (сост. В. Н. Попов).

1 — первая провинция (*I*) преимущественного распространения сульфатно-гидрокарбонатных, магниево-кальциевых, реже — сульфатно- или хлоридно-натриевых холодных углекислых вод (источники № 1—30); *2* — вторая провинция (*II*) преимущественного распространения сульфатно-гидрокарбонатных, кальциево-натриевых, реже сульфатно-натриевых азотных терм (источники № 31—56); *3* — переходная область между *I* и *II* провинциями минеральных вод; типичные воды этих провинций здесь неизвестны, кроме единственного углекислого источника № 1 (Менза-Аршан); *4* — третья провинция (*III*) преимущественного распространения в межгорных впадинах и котловинах (артезианских бассейнах) сульфатно-натриевых и хлоридно-натриевых минерализованных вод смешанного газового состава и различной температуры (см. главы IV, V); *5* — термальные воды с температурой выше 20° С; *6* — холодные источники с температурой ниже 20° С; холодные источники № 57—75, отнесены в группу прочих источников (аршанов ?), местное население считает их лечебными, но для подтверждения этого требуются дополнительные физико-химические исследования; — · · — — предполагаемая южная граница распространения многолетнемерзлых пород; арабскими цифрами указаны номера источников по тексту.

Районирование минеральных вод МНР (см. рис. 63) следует рассматривать в соответствии с изученностью упомянутых природных условий и самих минеральных вод как схему, которая, несомненно, будет уточняться по мере накопления новых данных.

Каждая группа минеральных вод, образующая ту или иную провинцию минеральных вод, приурочена к определенным крупным регионам Монголии. Холодные углекислые воды первой провинции занимают восточную часть страны. Азотные термальные воды второй провинции расположены в западной ее части. В Прихубсугулье выявляется интересный район развития смешанных вод первой и второй провинций, контуры которого из-за слабой изученности этой части страны пока еще не совсем ясны.

Воды третьей провинции широко развиты главным образом на юге Монголии (см. их описание в IV и V главах настоящей монографии). Кроме того, на схеме распространения природных минеральных вод МНР (см. рис. 63) впервые выделяется переходная область, расположенная на севере страны в бассейне Селенги между первой и второй провинциями минераль-

ных вод. Типичные воды этих провинций на территории области неизвестны, кроме единственного углекислого источника Менза-Аршан (№ 1) в глубокой горной долине Мензы — левого притока Чикоя.

Минеральные воды первой провинции. Первая провинция холодных углекислых, преимущественно слабо концентрированных, сульфатно-гидрокарбонатных, щелочноземельных минеральных вод занимает восточную часть Монголии. Она является непосредственным продолжением первой провинции минеральных вод СССР, широко распространенной в Забайкалье [47, 122] [1].

В геологическом строении первой провинции участвуют разнообразные по литологическому составу, возрасту и условиям залегания осадочные и магматические породы. Среди осадочных отложений выделяются: комплекс широко распространенных морских метаморфических пород палеозоя и комплекс континентальных слабо измененных, часто пестроокрашенных и грубообломочных пород мезо-кайнозоя, преимущественно мела и кайнозоя. Породы второго комплекса имеют несколько меньшее, но также довольно значительное распространение, будучи приурочены главным образом к межгорным впадинам и котловинам, а также к крупным речным долинам.

Неотектонические движения (конца третичного периода, четвертичные и современные) проявились на территории первой провинции значительно менее интенсивно, вернее слабо по сравнению с территорией западной половины страны. Они выразились в виде узких линейных поднятий и опусканий с относительно небольшими градиентами (кроме значительных опусканий в районе оз. Буир-Нур) и часто сопровождались образованием продольных разломов вдоль бортов крупных впадин, линейно вытянутых на северо-восток. По этим разломам иногда отмечаются надвиги юго-восточных бортов впадин в северо-западном направлении, в результате чего местами красноцветные третичные образования надвинуты на метаморфическую толщу палеозоя.

Глубинные зоны таких разломов и сопровождающих их поперечных сбросо-сдвигов представляют собою закрытые трещины, которые в большинстве случаев неблагоприятны для проникновения, накопления и интенсивного движения по ним подземных вод. Если же на отдельных участках таких разломов, в их глубинных зонах, и накапливаются подземные воды, то они редко обладают необходимым гидростатическим напором для разгрузки на поверхности земли. Это обусловлено неглубоко расчлененным современным рельефом и более глубоким эрозионным врезом, обычно заполненным мощной толщей осадочных образований, в которые зачастую и поступают в таких случаях трещинные воды из окаймляющих впадины горноскладчатых областей. Только самые верхние, наиболее разрушенные и промытые части тектонических зон, находящиеся выше эрозионного вреза, благоприятны для накопления, движения и формирования в них подземных вод, в том числе и минеральных холодных, которые разгружаются под небольшим гидростатическим напором в бортовых частях крупных депрессий или в речных долинах, пересекающих такие зоны.

Основными типами гидрогеологических структур в пределах первой провинции являются гидрогеологические горноскладчатые области, состоящие из гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов. Гидрогеологические массивы развиты преимущественно на севере провинции, артезианские бассейны — на юге ее, южнее долины Керулена.

Природные условия гидрогеологических массивов горноскладчатых областей, сложенных труднорастворимыми и трудновыщелачиваемыми водой

[1] Необходимо учесть, что провинции минеральных вод СССР разделены на гидроминеральные области. В частности, Даурская гидроминеральная область первой провинции — углекислых вод сливается с областью углекислых вод Монголии, образуя единое целое. Байкало-Чарская и Саяно-Алтайская термальные области второй провинции сливаются с областью терм Монголии (*прим. ред. — Н. Т.*).

метаморфическими и магматическими породами, благоприятны для формирования грунтовых слабо концентрированных вод преимущественно гидрокарбонатного, кальциевого состава. Однако эти воды не имеют условий для накопления и широкого распространения, так как постоянно дренируются из неглубокой трещиноватой зоны коры выветривания. Дренаж водоносной зоны происходит в многочисленные межгорные впадины и котловины (артезианские бассейны), в крупные речные долины Онона, Улдзы и Керулена, а также в довольно многочисленные и разветвленные тектонические трещины.

В связи с этим на территории первой провинции основная роль в накоплении запасов подземных вод, исключая минеральные воды, принадлежит артезианским бассейнам, приуроченным к впадинам и котловинам, которые заполнены осадочными породами преимущественно мела и кайнозоя часто большой мощности. В них накапливаются и формируются порово-пластовые и трещинно-пластовые подземные воды. При этом в центральных частях бассейнов преобладают сульфатные, а в глубоких горизонтах некоторых бассейнов также и хлоридные воды. Значительно распространены в артезианских бассейнах также пресные гидрокарбонатные воды. Они залегают в различных по вертикали зонах в зависимости от водопроводящих свойств и гидродинамических особенностей водоносных пород, но чаще всего приурочены к бортовым частям бассейнов. Что касается природных углекислых вод, то они приурочены главным образом к тектоническим нарушениям преимущественно в зонах сопряжения положительных и отрицательных форм рельефа.

В пределах первой провинции известны 30 минеральных источников. Общим для них является газирование углекислотой и низкая (ниже 5° С) температура, которая обусловлена небольшой глубиной их формирования, а также отрицательной среднегодовой температурой воздуха и наличием островной многолетней мерзлоты на территории их распространения. Только четыре источника (№ 26—28 и 30) с температурой от 5° до 10—15° С расположены за пределами южной границы распространения многолетней мерзлоты, где среднегодовая температура воздуха положительная.

В газовом составе источников преобладает углекислота (93—98%). Содержание углекислоты в источниках колеблется от 0,6 (№ 26) до 3,7 *г/л* (№ 8); наиболее распространенное — 1—3 *г/л*. Большую группу составляют источники, содержащие углекислоты более 2 *г/л*, № 8, 30, 10, 17, 22, 11, 1, 15 и 18 (в порядке убывания содержания в них углекислоты).

Преобладающим химическим типом углекислых минеральных вод являются слабо минерализованные (0,5—1 *г/л*) гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды. Они распространены главным образом в северной части провинции, к северу от долины Керулена (см. рис. 63) [1].

Минеральные источники южной части провинции обладают повышенной минерализацией — от 2,8 (№ 29) до 20 *г/л* (№ 30). Это натриевые воды с переменным анионным составом (гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные). Они приурочены к более растворимым и выщелачиваемым третичным меловым осадочным породам заполняющим впадины и котловины (гидрогеологические бассейны) с замедленными водообменом и подземным стоком, в условиях более резко выраженного аридного климата с преобладанием испарения над осадками [2].

Содержание кремнекислоты в источниках колеблется от 32 до 135 *мг/л*; наиболее распространенное 32—77 *мг/л*. Исключение составляют источник № 27 (0,8 *мг/л*) и буровая скв. 567, заложенная рядом с источником № 11 (13 *мг/л*). Малое содержание в их воде кремнекислоты следует проверить. Концентрации радона в источниках колеблются от 0,7 (№ 8) до

---

[1] Это тип трещинно-жильных вод (*прим. ред. — Н. Т.*).

[2] Преимущественно это тип артезианских вод (*прим. ред. — Н. Т.*).

35 ед. Махе (№ 27), но в большинстве случаев равны 5—16 ед. Махе. Наибольший интерес в этом отношении представляют источники Халдзан-Обо (№ 27) — 35 ед. Махе, Урта (№ 15) — 32 ед. Махе, Дашилингыйн (№ 17) — 16,4 ед. Махе, Менза (№ 1) — 12,5 ед. Махе, Улан-Батырыин (№ 10) и Чжанчублинг (№ 12) — по 10 ед. Махе.

Дебит источников обычно незначительный и колеблется в пределах от десятых и сотых литра в секунду (№ 16 и 21) до 1,5 *л/сек* (№ 22). Обычно же он редко превышает 0,5—1,0 *л/сек*. Дебит буровых (несамоизливающихся) скважин и колодцев, вскрывших углекислые воды, также небольшой — 1—2,5 *л/сек* (№ 10 и 25).

Среди углекислых минеральных вод первой провинции на данной стадии их изученности наибольший научный и практический интерес представляют следующие источники, обладающие высоким содержанием свободной углекислоты и некоторыми дополнительными особенностями, что выгодно отличает их от других источников этой провинции.

I. Холодные монгольские нарзаны, близкие к Забайкальскому (СССР) дарасунскому типу нарзанов [122]: Улан-Батырыин-Аршан (№ 10). Расположен в столице страны — Улан-Баторе. В источнике содержится до 3 *г/л* свободной углекислоты, около 10 ед. Махе радона, до 35—50 *мг/л* железа. Дебит буровой скважины, вскрывшей минеральную воду, около 1,5 *л/сек*. Можно предполагать, что при бурении на глубину до 150—200 *м* могут быть вскрыты напорные самоизливающиеся минеральные воды.

Чжанчублинг-Аршан (№ 11). В источнике содержится 2,6 *г/л* свободной углекислоты, 10 ед. Махе радона и более 1 *г/л* железа. Расположен он в 60 *км* от Улан-Батора в хороших климатических и ландшафтных условиях, легко доступен для всех видов транспорта; находится в благоприятных природных условиях для каптажа минеральных вод и организации водоснабжения курорта. Дебит буровой скв. 567, вскрывшей минеральную самоизливающуюся воду, небольшой — до 0,2 *л/сек* при понижении уровня воды до 27 *м* от поверхности земли. Можно предполагать, что в районе источника новые более глубокие буровые скважины, заложенные на более низких отметках, вскроют самоизливающуюся минеральную воду со значительно большим дебитом.

Сучжи-Аршан (№ 8). В источнике содержится 3,7 *г/л* свободной углекислоты и 5 *мг/л* железа, но дебит его малый — до 0,01 *л/сек*. Буровыми скважинами здесь могут быть вскрыты минеральные воды со значительно большим дебитом и количеством свободно выделяющейся углекислоты, вполне достаточном для организации газового завода. Источник расположен в красивой горно-лесостепной местности в долине Керулена и легко доступен для всех видов колесного транспорта. В 8—10 *км* от Сучжи-Аршана находится углекислый источник № 9 (Дэнсэлгэн-Аршан) с содержанием свободной углекислоты 1,42 *г/л* и железа 8,7 *мг/л*.

Аршан-Булак (№ 22). Источник имеет значительный дебит. В воде аршана содержится 2,3 *г/л* свободной углекислоты и обнаружены явные следы борной кислоты. Источник расположен на северо-востоке страны недалеко от Чойбалсана; легко доступен для всех видов колесного транспорта.

Урта-Аршан (№ 15) и Дашилингыйн-Аршан (№ 17). Наряду с большим содержанием свободной углекислоты (2,08 и 2,38 *г/л*) отличаются от других источников высоким содержанием радона (32 и 16,4 ед. Махе). Дебит источника № 15 около 1,4 *л/сек* и № 17 — не более 0,09 *л/сек*, который, по-видимому, можно увеличить при организации надлежащих каптажных работ. Аршаны расположены в природных условиях, легко доступных для всех видов колесного транспорта и благоприятных для каптажа минеральных вод и организации водоснабжения курортов или домов отдыха.

II. Холодные углекислые воды, близкие к Забайкальским (СССР) углекислым водам торейского типа и к углекислым водам железноводского (пяти-

горского) типа. Ара-Шанда-Булак (№ 26), Ара-Нурыйн (№ 28) и Талыйн-Булагыйн (№ 29). Эти аршаны в отличие от предыдущей группы гидрокарбонатно-кальциевых источников являются гидрокарбонатно-натриевыми и обладают повышенной минерализацией (2—10 *г/л*). В данной группе источников содержится соответственно 0,6—2,04 и 0,73 *г/л* свободной углекислоты, имеют они небольшой дебит (порядка 0,2—0,5 *л/сек*), который при их каптаже буровыми скважинами, возможно, будет значительно увеличен. Аналогами источников № 28 и 29 на территории СССР являются Зун-Торейский (южный) в Забайкалье и источники Железноводска — Владимирский и Кегамовский, а источника № 26 — термальный источник Азербайджана Исти-Су № 8. Возможно, некоторое отличие химического состава источника № 26 связано с неточностью анализа или же это дериватный выход особого типа термальных углекислых вод, которые могут быть вскрыты здесь буровыми скважинами.

III. Холодные углекислые воды, близкие к забайкальским (СССР) углекислым водам балейского типа: минеральные воды, вскрытые буровой скважиной в районе Баян-Обо сомона (№ 25). В этих водах минерализацией 2,4 *г/л* содержится около 0,8 *г/л* свободной кислоты. Изучены они недостаточно. Судя по сокращенному химическому анализу, вода близка к углекислым водам, вскрытым на Балейском месторождении, и аналогична углекислой воде курорта «Ласточка» (Приморский край), относящейся, по В. В. Иванову, к группе углекислых вод типа Боржоми.

IV. Холодные углекислые воды типа углекислых вод Арзни (СССР, Армения): Халдзан-Обо-Аршан (№ 27) и минеральные воды, вскрытые буровой скважиной в районе пос. Дзамын-Удэ. Это хлоридные натриевые воды с минерализацией 8,4 и 20 *г/л* и содержанием свободной углекислоты соответственно 1,3 и 3 *г/л*. Кроме того, в источнике № 27 содержится около 30 ед. Махе радона, а в воде источника — буровой скв. 30 — около 150 *мг/л* железа (ан. 29). Что касается источника № 27, то его по химическому составу и незначительной общей минерализации можно с таким же правом относить и к ессентукскому (торейскому) типу углекислых вод.

Минеральные воды второй провинции. Вторая провинция термальных азотных минеральных вод, по химическому составу слабо минерализованных преимущественно гидрокарбонатных и реже сульфатных натриевых, кремнекислых, гидросульфидных, охватывает северную половину западной части страны и горный хр. Монгольский Алтай (см. рис. 63). На востоке страны по Хэнтэйскому хребту она переходит на территорию СССР, где заканчивается в виде узкой полосы под названием Ингодино-Чикойской области преимущественно гидрокарбонатных натриевых акратотерм с преобладанием сульфатов по сравнению с хлоридами [47].

Следует отметить, что крайний запад страны и значительная часть Монгольского Алтая включены во вторую провинцию условно — по опросным сведениям о наличии там термальных источников, что согласуется с их геолого-структурными, тектоническими и геоморфологическими особенностями. Возможно, ко второй провинции относится также небольшой мало изученный участок на крайнем востоке страны, представляющий собою северо-западные отроги Б. Хингана. Это подтверждается наличием в приграничном с МНР районе в тех же отрогах Б. Хингана, но на территории северо-восточного Китая (верховье р. Халхин-Гол), термального источника Халун-Аршан.

Огромная территория второй провинции представляет собою, в отличие от востока страны — первой провинции минеральных вод, типичную горную область. На востоке этой области раскинулся Хэнтэйский хребет, центральная часть ее занята высоко приподнятым над уровнем моря Хангайским нагорьем с магистральным хр. Хангай и его продолжением на северо-западе — хр. Хан-Хухэй. На севере она ограничена Восточным Саяном, на крайнем северо-западе — хребтами Танну-Ола и Сайлюгем. На юго-

западе в эту область входит хр. Монгольский Алтай, отделенный от Хангая глубочайшей Котловиной Больших озер, которая в юго-восточном направлении сменяется большой Гобийской долиной озер. Общая вытянутость магистральных хребтов и долины озер с северо-запада на юго-восток, кроме магистрального хр. Хэнтэй, который имеет северо-восточное направление.

В геологическом строении второй провинции принимает участие тот же комплекс осадочных и магматических пород, который отмечен для первой провинции. Однако здесь, в отличие от первой провинции, относительно большее распространение, преимущественно на севере и крайнем западе провинции, имеют кристаллические сланцы, известняки и гранито-гнейсы древнепалеозойских и докембрийских пород. На территории второй провинции, особенно восточнее 96 меридиана, очень широко распространены кайнозойские, в большинстве случаев четвертичные базальты, связанные с центральными (стратовулканы) и трещинными излияниями лав.

Метаморфические породы палеозоя и докембрия с многочисленными массивами гранитоидных интрузий имеют здесь в отличие от первой провинции господствующее положение по сравнению с континентальными осадочными породами мезо-кайнозоя. Мезо-кайнозойские образования встречаются лишь в виде небольших пятен в некоторых крупных речных долинах и в малых межгорных впадинах и котловинах.

Особенностью неотектоники второй провинции является наличие глубоких радиальных разломов, возникших в результате действия сил растяжения под влиянием интенсивного общего сводового поднятия этой огромной территории (типа Байкальских сводовых поднятий), особенно в конце третичного — в начале четвертичного времени. В процессе дальнейшего тектонического развития данной области появлялись новые разломы, а некоторые из более древних разломов неоднократно подновлялись. Отзвуки активных тектонических движений отмечаются и в современную эпоху, о чем свидетельствуют ежегодно происходящие на этой территории землетрясения, иногда катастрофического характера [9, 34, 116 и 187].

Основным типом гидрогеологических структур, преимущественно распространенных на территории второй провинции, являются горноскладчатые области, состоящие в основном из гидрогеологических массивов. Артезианские бассейны встречаются здесь редко; они приурочены главным образом к небольшим межгорным замкнутым котловинам. Только в Монгольском Алтае артезианские бассейны, приуроченные к межгорным впадинам, иногда достигают значительных размеров и обычно вытянуты согласно горным цепям. То же самое отмечается в западной части нагорья Хангай — в районах хр. Болнай и Тарбагатай, где также имеются большие артезианские бассейны.

Гидрогеологические горноскладчатые области второй провинции сложены сильно трещиноватыми, труднорастворимыми и трудновыщелачиваемыми в воде породами. Они густо расчленены глубоко врезанными речными и сухими долинами, осуществляющими интенсивный и глубокий дренаж этих областей. Кроме того, еще более глубокий дренаж подземных вод, накапливающихся в магистральных хребтах второй провинции происходит в разделяющие их Котловину Больших озер и в Гобийскую долину озер. О глубине вреза дренажных систем можно судить по превышениям осевых частей магистральных хребтов над долинами крупных рек (Селенга, Орхон), которые достигают 1000—2000 *м*, а по отношению к днищам Котловины Больших озер и Гобийской долины озер они увеличиваются до 3000 *м*.

Указанные природные условия в сочетании с относительно большим для данной части МНР количеством атмосферных осадков (200—300 *мм* и более в год) благоприятствуют интенсивному и глубокому промыванию гидрогеологических горноскладчатых областей и формированию в окислительной зоне коры выветривания пресных, слабо минерализованных, пре-

имущественно гидрокарбонатных кальциевых грунтовых вод. Эти воды, обогащенные растворенными в них газами атмосферы, проникают по зонам радиальных разломов на большую глубину. На пути своего движения, взаимодействуя с породами и газами литосферы и попадая в иные геохимические условия, они постепенно преобразуются из холодных гидрокарбонатных кальциевых в термальные минеральные воды преимущественно гидрокарбонатного натриевого состава. Там, где на фоне общих региональных условий проявляются местные природные особенности, формируются сульфатные натриевые воды. Такими местными природными особенностями могут быть, например, повышенная пиритизация пород, а возможно, и наличие сульфидного оруденения в тектонических зонах, а также разгрузка напорных вод в условиях затрудненного водообмена в артезианском бассейне, приуроченном к комплексу континентальных осадочных глинистых пород.

На территории второй провинции обследован 21 минеральный источник (см. рис. 63). Общим для них является прежде всего повышенная температура. Наиболее распространенную группу составляют источники с температурой от 37 до 90° С. Все это свидетельствует о том, что термальные воды в отличие от холодных углекислых вод первой провинции формируются на больших глубинах — 1500—3000 *м*.

Несмотря на высокую температуру и значительную глубину формирования этих вод, минерализация терм малая. Она меньше, чем в источниках первой провинции, и колеблется от 0,12 (№ 34) до 1 *г/л* (№ 55); наиболее распространенная 0,2—0,5 *г/л*. Это объясняется главным образом хорошим дренажем водовмещающих пород, трудной растворимостью и выщелачиваемостью их, а также отсутствием в воде, в отличие от вод первой провинции, агрессивной свободной углекислоты. Значительная роль в химическом составе воды принадлежит кремнекислоте (H_2SiO_3). Наиболее распространенное содержание ее колеблется от 80 до 100 *мг/л* и более, что составляет около 30% от общей минерализации воды. Это позволяет называть термальные воды второй провинции кремнекислыми. Кроме того, источники второй провинции, в отличие от вод первой, обычно являются гидросульфидными. Наиболее распространенное содержание в них общего сероводорода, титруемого иодом, колеблется от 3 до 5 *мг/л* и только в одном случае достигает 17 *мг/л* (источник № 43).

Газовый состав источников изучен недостаточно. Однако, судя по аналогии с довольно хорошо изученными источниками Хучжиртэ (№ 31), а также с термами Забайкалья, Алтая и Тянь-Шаня, можно с большой долей вероятности предполагать, что в газовом составе воды преобладает азот, содержание которого в термах Хучжиртэ достигает 94%. Остальные $\approx 6\%$ приходятся на углеводородные газы (метан, этан, пропан, бутан и высшие, см. табл. 52), о происхождении их трудно что-либо сказать при такой малой изученности газового состава, — взята всего одна проба, да и та отобрана при глубине скважины, остановленной в осадочных породах, залегающих на гранитах. Для сравнения необходимо располагать газовым составом воды, которая будет вскрыта в трещиноватых гранитах, подстилающих осадочную толщу. Газы в источниках второй провинции выделяются значительно менее интенсивно, чем в источниках первой провинции.

Содержание радона в источниках второй провинции незначительное — для большинства источников, как и в водах первой провинции, не превышает 8—10 ед. Махе. Исключением являются два источника: Хучжиртэ (№ 31), где некоторые разведочные буровые скважины вскрыли термальную воду (в зоне ее растекания в аллювиальных отложениях) с содержанием радона до 28—50 ед. Махе, в то время как в рядом расположенных термальных источниках оно не превышает 8—10 ед. Махе, и Куйтын-Аршан (№ 40) с содержанием радона около 32 ед. Махе.

Дебит источников на самоизливе колеблется от 0,25 (№ 48) до 10 *л/сек* и более (№ 46 и 55); наиболее распространенный не превышает

1—3 *л/сек.* Судя по данным разведочных скважин, пройденных в районе источников Хучжиртэ (№ 31), ресурсы минеральных вод на участках большинства термальных источников могут быть значительно увеличены, так как только из одной буровой скв. 7 на упомянутом курорте при откачке было получено около 3,3 *л/сек.*

Среди термальных вод второй провинции наибольший научный и практический интерес представляет в первую очередь группа слабо минерализованных гидрокарбонатных натриевых кремнекислых гидросульфидных, радоновых вод, газирующих азотом. Типичны для этих вод относительно хорошо изученные термы Хучжиртэ (№ 31). На базе указанных терм в настоящее время действует курорт республиканского значения, несомненно, заслуживающий дальнейшего изучения и расширения. Для терм Хучжиртэ характерны следующие особенности: относительно повышенное содержание радона (до 50 ед. Махе), наличие в газовом составе воды, кроме азота, предельных углеводородов, а в химическом составе — кремнекислоты (до 100—140 *мг/л*), явственные следы борной кислоты и обнаруженные спектральным анализом металлы: галлий, ванадий, вольфрам, молибден, медь, свинец, серебро и другие, которые, являясь катализаторами химических процессов, повышают бальнеотерапевтические свойства воды. В то же время наличие их в подземных водах указывает на возможное проявление соответствующего оруденения в районе термальных вод.

К этой же группе вод относятся хорошо известные населению как целебные (хотя на их базе и не организовано лечение) термальные источники: Халуный-Усу-Аршан (№ 46) и Иуругин-Халун-Аршан (№ 44) в Хэнтэе, Хурмэтуин-Халун-Усу (№ 35) на южном склоне хр. Хангай, Шиберту (№ 41) и Чулуту-Аршаны (№ 42) на северном склоне хр. Хангай и ряд других менее известных источников Хангая. Среди этих источников выделяется высокой температурой (91,5° С) мало изученный Халуный-Усу-Аршан (№ 46), расположенный в верховьях долины Онона и пользующийся широкой известностью у населения восточной части страны.

Вторую, меньшую группу термальных вод составляют также хорошо известные населению МНР как целебные источники: Богдо-Ула-Аршан (№ 49), Хульджи-Аршан (№ 48), Аршани-Хурэ (№ 55) и Уртрэг-Аршан (№ 56). В отличие от первой группы гидрокарбонатных терм они относятся к сульфатным натриевым слабо минерализованным и менее изученным термам.

Не менее интересен во второй провинции мало изученный термальный источник Убур-Джиргаланту-Аршан (№ 43), относящийся по химическому составу к слабо минерализованным гидрокарбонатно-сульфатным, магниево-натриевым водам. Он обладает повышенным в отличие от всех остальных источников второй провинции содержанием общего сероводорода (17 *мг/л*). Этот источник находится в замкнутой Тухум-Нурской котловине, заполненной толщей меловых и третичных континентальных осадочных пород с битуминозными образованиями. Поэтому не исключена возможность, что глубокими буровыми скважинами, которые пройдут весь верхний этаж осадочных образований и вскроют фундамент метаморфических пород палеозоя, здесь будет обнаружено несколько разностей минеральных вод, в том числе, видимо, с значительно большим содержанием сероводорода и с наличием иода, брома и других микрокомпонентов.

Необходимо отметить, что центром или областью наибольшего проявления и распространения азотных терм типа Хучжиртэ является центральная часть магистральнного хр. Хангай в пределах Арахангайского и Убур-Хангайского аймаков, где северо-западное направление хребта сменяется северо-восточным. При сочетании с постепенным дифференцированным сводовым поднятием всей области здесь создаются наиболее благоприятные условия для развития глубоких радиальных разломов земной коры. Поэтому для данной области закономерно сочетание широкого проявления термаль-

ных источников и широкого излияния молодых преимущественно базальтовых лав центрального и трещинного типов. В дальнейшем при более детальных исследованиях здесь, особенно в верховьях Орхона, несомненно, будет выявлен еще ряд интересных термальных источников.

Прочие источники (Аршаны?) переходной области в бассейне Селенги. Эта область выделяется в МНР впервые (см. рис. 63) как переходная между первой и второй провинциями минеральных вод. Она расположена на севере страны; где ее контур совпадает с государственной границей с СССР, примерно от места пересечения ее р. Менза (источник № 1) и далее на запад до восточного побережья оз. Хубсугул (источник № 57). Остальная часть границы этой области проходит ориентировочно от долины Мензы по долине р. Шарлунг (правого притока р. Иро), пересекает долины Хара-Гола, Толы в ее низовьях, потом долину Орхона к северо-востоку от источника № 48; далее она идет в северо-западном направлении сначала к источнику № 61, расположенному в 83 *км* к северо-востоку от г. Мурэн, а затем по восточному прибрежью оз. Хубсугул к источнику № 57 и заканчивается у государственной границы. В территорию области входит почти весь бассейн р. Эгин-Гол (левого притока Селенги) и вся нижняя часть бассейна Орхона (правого притока Селенги).

Со стороны территории СССР к этой области примыкают: на востоке — провинция углекислых вод Забайкалья (Даурская область холодных углекислых вод и радоново-углекислых вод различного химического состава), затем примерно от участка долины Чикоя, где по реке проходит государственная граница, до низовий р. Джида — левого притока Селенги (в 40—45 *км* к западу от г. Алтан Булак) — Селенгинский район преимущественного распространения пресных негазирующих (радоновых) вод. Далее на запад тянется провинция термальных вод, представленная Восточно-Саянской областью азотных, метановых и углекислых акратотерм различного химического состава и холодных углекислых вод [122].

Рассматриваемая территория МНР выделена в самостоятельную переходную область в связи с тем, что здесь неизвестны минеральные источники, типичные для первой и второй провинций, за исключением единственного холодного углекислого источника № 1 с непостоянным («кочующим») выходом в очень глубокой долине Мензы (см. описание), как бы вклинивающегося на данном участке в провинцию термальных вод Хэнтэя. В то же время на территории этой области известны источники, считающиеся местным населением аршанами, т. е. лечебными. Некоторые из них, по данным сокращенных химических анализов, пока что нет оснований относить к группе минеральных вод вообще (№ 63—66). Другие источники, судя по тем же неполным, а иногда, возможно, и недостаточно точным данным, интересны с точки зрения содержания в них таких биологически активных компонентов, как сероводород или несколько повышенные концентрации углекислоты. Поэтому не случайно на территории описываемой области оказалась большая часть источников из группы «Прочих источников (аршанов?)» — № 57—62, 64—66.

Наибольший интерес среди них представляют источники № 57—62, которые как будто намечают на западе области район развития смешанных минеральных вод различного солевого и газового состава. Этот труднодоступный горно-таежный район находится в Прихубсугулье. Из-за слабой геологической и гидрогеологической изученности района в настоящее время нельзя определить его контуры даже в первом приближении. Судя по источнику № 61 с содержанием свободной углекислоты около 0,54 *г/л*, а также по источникам № 57 и 62, газирующим, по-видимому, углекислотой, здесь, возможно, имеются характерные холодные углекислые воды дарасунского типа. В том же Прихубсугульском районе выявлены источники № 58—60 с наличием в них сероводорода. Следовательно, не исключено, что буровыми скважинами здесь будут вскрыты пока неизвестные в МНР крепкие сероводородные воды, которые могут быть связаны с распространенными в этом

районе древнепалеозойскими (возможно докембрийскими) битуминозными кристаллическими известняками, издающими при ударе молотком характерный неприятный запах.

Таким образом, мы считаем более правильным выделить описываемую область из территории второй провинции термальных вод, куда она относилась нами ранее [154—156], в отдельную переходную, мало изученную область.

Рассмотрев условия формирования минеральных вод на территории МНР и закономерности пространственного распределения их, можно сделать следующие краткие выводы.

1. При взгляде на схему распространения минеральных вод (см. рис. 63) прежде всего бросается в глаза резкое географическое различие в их размещении по территории страны. На востоке МНР, в затухающих восточных отрогах Хэнтэя и на просторах Восточно-Монгольских приподнятых равнин, представляющих собою чередование небольших горстовых поднятий и разделяющих их тектонических впадин, распространены холодные углекислые, преимущественно слабо минерализованные гидрокарбонатные кальциевые и реже гидрокарбонатные или сульфатные натриевые воды. Эта провинция минеральных вод граничит на севере с такой же провинцией Забайкалья (СССР).

На западе страны, в горных областях Хэнтэя, Хангая и Монгольского Алтая, распространены слабо минерализованные азотные термальные воды преимущественно гидрокарбонатные и реже сульфатные натриевые, кремнекислые, гидросульфидные, в большинстве случаев слабо радоновые. Провинция термальных вод МНР граничит на севере с аналогичной провинцией акратотерм СССР.

Между двумя провинциями холодных углекислых вод и азотных термальных вод в депрессии, являющейся бассейном среднего течения Селенги, располагается переходная мало изученная область, где типичные воды этих провинций неизвестны. На западе указанной области намечается район возможного вскрытия буровыми скважинами минеральных вод различного химического и газового состава, в том числе, по-видимому, крепких сероводородных вод, пока неизвестных в стране.

2. В тектоническом отношении провинция азотных терм относится к области каледонской и герцинской складчатостей с широким проявлением самых крупных в стране поднятий (типа байкальских сводовых поднятий), вызванных складчато-глыбовыми неотектоническими движениями конца третичного — начала четвертичного времени. Эти движения отмечаются и в современную эпоху. Они сопровождались и сопровождаются образованием в воздымающемся жестком фундаменте глубоких радиальных разломов, местами повторно подновляющихся. Создаются благоприятные условия для инфильтрации в земную кору атмосферных осадков, речных и аллювиальных вод вместе с растворенными в них атмосферными газами.

По мере движения по трещиноватой зоне коры выветривания или в аллювиальных отложениях речных долин, а затем по тектоническим зонам на значительную глубину и обратно к месту разгрузки на поверхности земли метеорные воды в сложном процессе, взаимодействуя с породами и газами литосферы, иногда с участием при этом микроорганизмов, преобразуются из холодных гидрокарбонатно-кальциевых в термальные гидрокарбонатно-натриевые воды, обогащенные азотом, кремнекислотой, гидросульфидами и в большинстве случаев эманацией радия. Если тектоническая зона обогащена сульфидами, то в анионном составе минеральных вод повышается содержание сульфатов, а иногда они начинают преобладать. Повышение содержания сульфатов может также в отдельных случаях наблюдаться в условиях разгрузки термальных вод в замкнутых котловинах, заполнен-

ных континентальными песчаниково-глинистыми образованиями мезо-кайнозоя, с замедленным (затрудненным) водообменом.

В процессе длительного взаимодействия с породами литосферы метеорные воды обогащаются не только основными химическими элементами, но и микрокомпонентами горных пород, особенно в зонах тектонических нарушений. В то же время нельзя исключать возможность поступления в верхнюю зону тектонических разломов, доступную нашему изучению, также глубинных эксгаляций, как отдаленных отзвуков эндогенных процессов, поскольку описываемый регион тектонически активен и в современную эпоху. Однако эти эксгаляции не играют заметной роли в формировании химического состава термальных вод. К тому же на данной стадии научных знаний они не определимы ни качественно, ни количественно.

Наибольшее количество термальных источников приурочено к центральной части магистрального хр. Хангай. Этот район максимального проявления новейших дифференцированных поднятий крупных блоков земной коры, а также изменения северо-западного направления хребта на северо-восточное, характеризуются глубокими радиальными разломами и сопровождающими их многочисленными оперяющими трещинами. Следовательно, он наиболее перспективен для дальнейших поисково-разведочных работ на слабо минерализованные преимущественно гидрокарбонатно-натриевые термальные воды.

Разгрузка этих вод происходит главным образом в глубоко врезанных горных речных долинах, пересекающих тектонические зоны, или в межгорных тектонических впадинах (последнее значительно реже). В таких речных долинах, заполненных в основном грубообломочными аллювиальными образованиями небольшой мощности, создаются гидростатические напоры, а в некоторых случаях термодинамические конвективные токи, облегчающие выход термальных вод на поверхность земли. Наиболее благоприятные условия для разгрузки термальных вод возникают тогда, когда тектоническая зона, пересекаемая речной долиной, представляет собою тектонический контакт гранитоидов с породами песчаниково-сланцевой толщи палеозоя (источник № 31).

3. Провинция холодных углекислых вод в тектоническом отношении существенно отличается от провинции азотных терм. Если провинция азотных терм характеризуется крупными сводовыми поднятиями земной коры и представляет собою типичную горную страну, тектонически активную и в современную эпоху, то территория распространения холодных углекислых вод состоит из постепенно затухающих в восточном направлении восточных отрогов Хэнтейского хребта и Восточно-Монгольских всхолмленных равнин, переходящих на востоке (в районе оз. Буир-Нур) в почти равнины.

Неотектонические движения в конце третичного — начале четвертичного времени проявились здесь значительно менее интенсивно, вернее слабо. Они выразились в виде узких, преимущественно линейно вытянутых на северо-восток поднятий и опусканий более мелкого масштаба с относительно небольшими градиентами; часто сопровождались формированием продольных разломов вдоль бортов крупных впадин, по которым отмечаются надвиги юго-восточных бортов впадин в северо-западном направлении, иногда с налеганием палеозойских пород на третичные красноцветные осадочные образования. На фоне таких дифференцированных вертикальных движений земной коры восточные и южные части провинции, по-видимому, имели на протяжении всего этого периода общую тенденцию к опусканию. Территория холодных углекислых вод несравненно менее сейсмически активна и в современную эпоху.

Глубинные зоны, образовавшихся в таких условиях продольных тектонических разломов, а также сопровождающие их поперечные сбросо-сдвиги в большинстве случаев носят закрытый характер и неблагоприятны для образования и интенсивного движения по ним подземных вод, в том числе

и минеральных. Такие воды, как это изложено ранее, формируются в виде холодных углекислых вод главным образом за счет метеорных вод преимущественно в самых верхних, наиболее разрушенных и промытых частях крупных тектонических зон, обычно выше главного эрозионного вреза, и разгружаются под небольшим гидростатическим напором в бортовых частях крупных депрессий и в речных долинах. Наибольшее распространение углекислых вод приурочено к широкой зоне сопряжения описываемой территории с тектонически активными областями воздымания земной коры, т. е. к затухающим отрогам Хэнтэя.

4. Природные минеральные воды Монголии, являющиеся частью единой системы природных вод земной коры, формируются главным образом за счет метеорных вод (инфильтрационных, инфлюационных и конденсационных) в процессе их движения (развития) в земной коре при сложном взаимодействии воды, породы, газа и живого вещества.

В этих сложных экзогенных процессах при благоприятных геолого-структурных и тектонических условиях, по-видимому, могут проявляться в какой-то мере и отзвуки эндогенных процессов (в виде различных паровоздяных и газовых эманаций), происходящих в недрах земли, особенно в областях молодой вулканической деятельности. Однако не они определяют основное направление процесса формирования химического состава минеральных вод.

5. Процессы формирования минеральных вод следует изучать на фоне глубокого анализа тектонических, геолого-структурных, морфологических, климатических и гидродинамических условий, в которых они протекают и развиваются в геологическом времени. При этом необходимо также учитывать основные законы миграции влаги в земной коре в жидком и в парообразном состоянии, т. е. законы термодинамики, диффузии и термодиффузии. В своей совокупности они создают как основные химические типы минеральных вод той или иной провинции, так и их разновидности, приуроченные к отдельным участкам этих провинций. При этом каждый из перечисленных факторов в той или иной степени накладывает отпечаток на направленность и характер процесса формирования минеральных вод на протяжении всей их геологической истории развития и при соответствующих благоприятных условиях может стать одним из ведущих в формировании их основного химического типа или какой-либо его разновидности.

Однако главным фактором в этом сложном процессе образования минеральных вод для территории МНР, как было показано при описании отдельных источников, условий их формирования и провинций минеральных вод, являются характер и особенности проявления в земной коре неотектонических движений, которые предопределяют основное направление развития и характер других перечисленных ранее природных факторов, участвующих в формировании минеральных вод.

6. Недостаточно ясен (а в связи с этим и спорен) вопрос о происхождении углекислоты в углекислых минеральных водах МНР. В настоящее время для объяснения данного явления нельзя безоговорочно принять ни одну из существующих по этому вопросу гипотез как ведущую. Требуется дальнейшее, более детальное изучение природных особенностей территорий распространения минеральных вод и особенно тщательное изучение химического и газового состава минеральных вод.

7. В дальнейших исследованиях условий формирования химического и газового состава минеральных вод необходимо шире практиковать проверку выдвинутых по этому вопросу гипотез и теорий как на полевом фактическом материале, так и в лабораторных условиях. В настоящее время экспериментирование в данной области значительно отстает от назревших задач.

ГЛАВА XV

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГИДРОМИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ СТРАНЫ

Среди разнообразных полезных ископаемых Монгольской Народной Республики видное место принадлежит природным минеральным водам. По неполным статистическим данным, по всей стране насчитывается около 210 минеральных источников (по-монгольски — аршанов), среди них 150 холодных и 60 термальных. Из них 75 источников, в разной мере обследованных, вошли в настоящую монографию. Остальные аршаны зарегистрированы по опросным сведениям, которые необходимо тщательно проверить.

На двух источниках Хучжиртэ-Халун-Аршан (№ 31) и Улан-Батарын-Аршан (№ 10) в настоящее время построены санатории. Остальные аршаны в большинстве случаев не оборудованы, как правило, медицинское обслуживание там не налажено. Однако они очень широко используются населением для лечения всевозможных болезней, иногда даже противопоказанных.

Многочисленные археологические памятники в виде могильников, так называемых «керексуров», разбросанные в окрестностях источников Хучжиртэ-Халун-Аршан (№ 31) и Дашилингыйн-Аршан (№ 17), а также следы стоянок древнего человека, обнаруженные В. Н. Поповым в окрестностях Дашилингыйн-Аршана, свидетельствуют о том, что минеральные источники используются человеком с глубокой древности. Об открытии таких источников и о правилах лечения на них у монгольского народа сложились легенды, передаваемые из поколений в поколения. Однако, несмотря на давность появления и использования минеральных источников страны, о них до последнего времени имелось очень мало литературных сведений, особенно об их геологических и гидрогеологических условиях, физико-химических свойствах и о закономерностях распределения на территории страны.

В настоящей работе обобщен весь доступный материал по минеральным водам МНР, на основе которого можно в какой-то степени заполнить этот пробел и высказать самые предварительные соображения о направлении дальнейших работ по изучению природных минеральных вод лечебного и промышленного значения, а также о перспективах народнохозяйственного использования гидроминеральных ресурсов страны. Для более полного решения указанного вопроса необходимо располагать данными перспективного плана развития народного хозяйства с учетом размещения на территории страны производительных сил и будущих крупных населенных центров,

особенно в связи с переходом кочевого населения на оседлый образ жизни. Таких данных у автора, к сожалению, не было.

Каковы же гидроминеральные богатства МНР, имеются ли в стране возможности создать комплекс курортов и домов отдыха для лечения основных, часто встречающихся видов заболеваний; есть ли благоприятные перспективы использования минеральных вод в промышленных и хозяйственных целях? Аналогичные вопросы ставились и обсуждались при освещении гидроминеральных богатств соседней территории Восточной Сибири. В работе Н. И. Толстихина и М. П. Михайлова [208] по этому поводу говорится, что для построения полной курортной сети необходимо наличие: 1) тепловых и грязевых курортов; 2) курортов с углекислыми, сероводородными и радиоактивными ваннами; 3) питьевых курортов для лечения желудочно-кишечных и других заболеваний; 4) горно-климатических станций; 5) кумысолечебных курортов.

Материалы, изложенные в настоящей работе, свидетельствуют о том, что на территории МНР имеются большие выявленные и потенциальные возможности в этой области. Обследованы почти все наиболее известные населению целебными свойствами минеральные источники МНР, характеризующиеся довольно большим разнообразием. Они составляют основную базу бальнеологических богатств страны, и уже в настоящее время можно приступить к разработке генерального плана строительства курортов и домов отдыха.

При этом прежде всего следует выделить центральную часть страны со столицей Улан-Батор (см. рис. 63), в которой имеется ценный комплекс холодных углекислых и термальных азотных источников. Наиболее интересны среди них восемь углекислых источников: курорт Улан-Батырыин-Аршан (№ 10), Чжачублинг-Аршан (№ 11), Сучжи-Аршан (№ 8), Дэнсэлгэн-Аршан (№ 9), Урта-Аршан (№ 15), Дашилингыйн-Аршан (№ 17); Ара-Шанда-Булак (№ 26) и Халдзан-Обо-Аршан (№ 27); три очень популярных среди населения термальных источника: Иуругин-Халун-Аршан (№ 44), Халуный-Усу-Аршан (№ 45), Убур-Джиргаланту-Аршан (№ 43).

На востоке страны на площади радиусом около 200—250 *км* от аймачного центра г. Чойбалсан пока известны только холодные углекислые воды. Среди них обращают на себя внимание пять источников: Аршан-Булак (№ 22), Хонгориин-Аршан (№ 24), минеральные воды в районе Баян-Обо сомона (№ 25), Ара-Нурыйн-Аршан (№ 28) и Талыйн-Булагыйн-Аршан (№ 29).

Центральная часть магистрального хр. Хангай (территория Убур-Хангайского, Баян-Хонгорского, Арахангайского и Дзапханского аймаков) отличается богатством и разнообразием термальных вод. Среди них выделяются следующие источники: общереспубликанский курорт Хучжиртэ-Халун-Усу-Аршан (№ 31), Хурмэтуин-Халун-Аршан (№ 35), Шибертy-Аршан (№ 42), Чулуту-Аршан (№ 41) и Богдо-Ула-Аршан (№ 49). Район, расположенный к югу и юго-востоку от г. Цэцэрлэг, является центром проявления таких вод; следует более детально изучить его. Вероятно, здесь будет выявлен новый богатый ряд пока еще неизвестных терм.

Привлекает к себе внимание Прихубсугулье как район возможного открытия минеральных вод различного химического и газового состава. Однако он слабо изучен, не обжит достаточно и трудно доступен. Здесь известны популярные среди местного населения термальные источники Аршани-Хурэ (№ 55) и Уртрэг-Аршан (№ 56). Источник Эгыйн-Аршан (№ 61) зафиксирован как углекислый; возможно углекислыми окажутся источники № 57 и 62, а судя по источникам № 58—60, не исключено, что в этом районе буровыми скважинами будут вскрыты крепкие сероводородные воды.

На крайнем западе страны (Кобдосский и Улэгэйский аймаки) изучено всего два минеральных источника № 53, 54, с температурой 20—24° С,

которые, по-видимому, являются дериватными выходами разгружающихся где-то поблизости высокотемпературных вод. Это район несомненного распространения термальных вод, близких к типу Хучжиртэ, их следует открыть и изучить.

Юг страны (главным образом третья провинция минеральных вод) беден минеральными источниками. На такой огромной территории в районе пограничного пос. Дзамын-Удэ, вблизи трансмонгольской железной дороги, в 1937 г. разведочной буровой скважиной были вскрыты холодные углекислые, хлоридно-натриевые минерализованные воды (№ 30) типа термальных вод Арзни (СССР). Однако эти интересные воды (если единственный химический анализ достоверен) не были достаточно изучены. В последние годы на юге страны пробурено много разведочных скважин на нефть, но вскрытые ими подземные воды, по-видимому, не получили должную оценку пригодности их для бальнеологического использования. По общим геологическим и гидрогеологическим данным, территория третьей провинции подземных вод перспективна для получения преимущественно глубоко залегающих термальных вод лечебного и промышленного значения, по химическому составу — сульфатно- и хлоридно-натриевых [1], частично метановых, возможно, иногда сероводородных, радиоактивных, с содержанием иода и брома и других микрокомпонентов. В то же время не исключена возможность встречи буровыми скважинами в Восточно-Гобийской депрессии минерализованных хлоридно-натриевых углекислых вод типа Арзни (СССР), вскрытых в пос. Дзамын-Удэ (источник — буровая скв. 30).

Среди перечисленных главнейших минеральных источников МНР не мало таких, которые по химическому составу близки к широко известным в СССР и других странах минеральным водам, имеющим большое бальнеологическое значение.

Так, например, в центральной улан-баторской группе минеральных вод углекислые источники № 8, 9, 10, 11, 15 и 17 довольно близки к известным холодным нарзанам СССР забайкальского (дарасунского) типа. Источник Ара-Шанда-Булак (№ 26) подобен термальным углекислым водам Исти-Су № 8 (АзербССР); Халдзан-Обо-Аршан (№ 27) близок к водам ессентукского (торейского) типа.

Термальные источники этой группы — Иуругийн-Халун-Аршан и Халуный-Усу-Аршан (№ 44 и 46) относятся к типу терм Хучжиртэ. Они являются аналогами следующих известных термальных источников СССР: Белокурихинского (Алтай), Семиозерного и Верхне-Ингодинского (Забайкалье), Анненских источников (Хабаровский край), а также акратотерм так называемого пиренейского типа, которые широко распространены и в других странах, особенно в Болгарии [95]. Источник Убур-Джиргаланту-Аршан (№ 43) недостаточно изучен, но в районе его расположения буровые скважины, по-видимому, вскроют ряд интересных и разнообразных минеральных вод.

Среди минеральных вод восточной (Чойбалсанской) группы источник Аршан-Булак (№ 22) относится к холодным нарзанам улан-баторского типа, являющегося аналогом нарзанов забайкальского (дарасунского) типа. Хонгорин-Аршан (№ 24) и минеральные воды в районе Баян-Обо сомона (№ 25) близки к боржомскому типу минеральных вод (СССР) и в дальнейшем, после более детального изучения, по-видимому, будут представлять монгольские боржоми. На соседней территории Забайкалья близки к ним углекислые воды так называемого балейского типа, а на Дальнем Востоке их аналогом являются углекислые воды курорта «Ласточка» (Приморский край). Источники № 28 и 29 близки к углекислым минеральным водам

[1] В том числе рассолов хлоридно-натриевого и хлоридного, кальциевого состава. Не исключена возможность получения крепких сероводородных артезианских вод в глубоких частях артезианских бассейнов Монголии (*прим. ред. — Н. Т.*).

железноводского (пятигорского) типа — Кегамовский, Владимирский и Славяновский источники.

На западе страны, в центральной части магистрального хр. Хангай, широко распространены термы типа Хучжиртэ (№ 31, 35, 41, 42 и 49) — аналоги вод былыринского типа Забайкалья СССР. Это слабо минерализованные гидрокарбонатно-натриевые гидросульфидные, в большинстве случаев слабо радоновые акратотермы так называемого пиренейского типа, аналоги которых встречаются на территории от Берингова пролива до Пиренеев, разделяющих Испанию и Францию. В этих водах, приуроченных к крупным тектоническим зонам, часто обогащенным сульфидами, содержится заметное количество сульфатов, которые иногда преобладают по сравнению с гидрокарбонатами (источник № 49), благодаря чему воды близки к термам горячинского типа Забайкалья (СССР). Данный комплекс терм широко используется в бальнеологии для лечения многих заболеваний. При бурении скважин в районах этих источников, по-видимому, будут вскрыты воды с содержанием сульфатов и радона бóльшим, чем в источниках.

Таким образом, на территории Монгольской Народной Республики за последние годы в той или иной степени обследованы 75 источников, считающихся местным населением лечебными (по-монгольски — аршанами). По сравнению с соседней территорией южной части восточной Сибири (СССР), где изучено около 450 минеральных источников и буровых скважин, вскрывающих минеральные воды [122], гидроминеральные ресурсы МНР по числу обследованных объектов выглядят скромно. Однако это следует рассматривать не как бедность страны природными минеральными водами, а как результат слабой изученности геологии и гидрогеологии ее территории и особенно в отношении минеральных вод.

На основе приведенного в настоящей монографии материала можно с большой долей вероятности утверждать, что при дальнейших геологических и гидрогеологических исследованиях подтвердится указанная общая (210) цифра минеральных источников. Несомненно, их станет больше, потому что разведочными буровыми скважинами на крайнем востоке, юго-востоке и на юге страны, а также в Прихубсугулье и на западе МНР не раз еще будут вскрыты разнообразные месторождения минеральных вод, залегающие на глубине и не имеющие благоприятных условий для выхода на поверхность земли.

Таким образом, проанализировав весь имеющийся материал по гидрогеологии Монголии, мы пришли к выводу, что МНР располагает большими гидроминеральными богатствами, и уже в настоящее время можно приступить к перспективному проектированию в стране достаточного количества первоклассных курортов и домов отдыха, а в некоторых случаях и к хозяйственному использованию минеральных вод, как источников тепла. Одновременно необходимо вести дальнейшие более детальные исследования физико-химических и бальнеологических свойств уже известных минеральных источников, уделив особое внимание изучению их газового и микрокомпонентного состава [157].

Если обратиться к опубликованным «Показаниям и противопоказаниям для курортного лечения по типам курортов» [94] и к «Показаниям для санитарно-курортного лечения» (Медгиз, 1954), то станет совершенно очевидным, что известные минеральные источники МНР составляют такой комплекс минеральных вод, который уже в настоящее время соответствует показаниям для лечения на них почти всех часто встречающихся заболеваний человека [1].

---

[1] Необходимо учесть большую абсолютную высоту территории Монголии, что может оказаться противопоказанным для лечения некоторых больных из зарубежных стран, проживающих в районах с малыми абсолютными отметками местности (*прим. ред. —Н. Т.*).

На территории МНР пока неизвестны только минеральные воды типа Мацесты (СССР), т. е. крепкие сероводородные воды, но и они, по-видимому, будут обнаружены при дальнейших геологических и гидрогеологических исследованиях страны. В этом отношении и для получения разновидностей уже известных минеральных вод наиболее перспективны третья провинция минеральных вод, восточная и юго-восточная части первой провинции, где широко распространены артезианские бассейны, сложенные осадочными мезо-кайнозойскими отложениями, а также Прихубсугульский район, где встречены битуминозные древнепалеозойские (докембрийские?) известняки. Большой интерес представляют также сведения, полученные В. Н. Поповым от местных жителей, о том, что в северных окрестностях г. Цэцэрлэг есть источник, водой которого иногда отравляются домашние животные. Возможно, это мышьяковистые воды. Они могут представлять как бальнеологический, так и поисковый интерес на мышьяковистое оруденение, если данные сведения достоверны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алекин О. А. Общая гидрохимия. Гидрометиздат, 1948.
2. Альтовский М. Е. К вопросу о формировании химического состава подземных вод. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Сб. 13. ВСЕГИНГЕО, Госгеолиздат, 1950.
3. Альтовский М. Е. Значение природных условий, физико-химических и биохимических процессов в формировании подземных вод. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. XVI. Изд. АН СССР, 1958.
4. Альтовский М. Е. Основные проблемы формирования подземных вод. Труды Второго узбекистанского гидрогеологического совещания. Изд. АН УзбССР, 1959.
5. Амантов В. А., Радченко Г. П. О континентальных пермо-триасовых отложениях Центральной Монголии (Хангайское нагорье). ДАН СССР, т. 124, № 1, 1959.
6. Аскеров А. Г. Минеральные источники Азербайджана. Изд. Бакинского государственного университета, 1954.
7. Бабинец А. Е. К вопросу о природе углекислоты в минеральных водах Украинского кристаллического массива. Геологический журнал АН УССР, т. XV, вып. 2, 1955.
8. Бабинец А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. Изд. АН УССР, 1961.
9. Балдан С., Бобров В. А., Маринов Н. А. Землетрясение 4 декабря 1957 г. в Гобийском Алтае Монгольской Народной Республики. Советская геология, № 11, 1958.
10. Баширина Л. А. Исследование газообразных продуктов вулканов Ключевского и Шевелуча в 1946—1947 гг. Бюл. Вулканологической станции, № 18. Изд. АН СССР, 1953.
11. Баширина Л. А. Наблюдения за состоянием фумарол побочных кратеров вулканов Ключевского и Шевелуча в 1948—1949 гг. Бюл. Вулканологической станции, № 19, Изд. АН СССР, 1953.
12. Баширина Л. А. Фумарольные газы вулканов Ключевского и Шевелуча. Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 13. Изд. АН СССР, 1959.
13. Бедер Б. А. Минеральные воды республик Средней Азии СССР. Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. Изд. Министерства здравоохранения, 1960.
14. Беленький С. Ю. и Чунтомов П. Г. Курортные богатства МНР. Современная Монголия, № 4 (11). Улан-Батор, 1935.
15. Белоусов В. В. Очерки геохимии природных газов. ОНТИ, 1937.
16. Беспалов Н. Д. Почвы Монгольской Народной Республики. Изд. АН СССР, 1951.
17. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
18. Богородицкий К. Ф., Валединский В. И. Гидроминеральные ресурсы. В кн. «Природные условия Тувинской автономной области». Труды Тувинской комплексной экспедиции АН СССР, вып. 3. Изд. АН СССР, 1957.
19. Бунеев А. Н. Основы гидрохимии минеральных вод осадочных отложений. Медгиз, 1956.
20. Бурксер Е. С., Федорова Н. Е., Зайдлис Б. Б. Атмосферные осадки и их роль в миграции химических элементов через атмосферу. Труды Киевской геофизической обсерватории, вып. 1. Киев, 1952.

21. Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Гостоптехиздат, 1959.

22. Васильевский П. М. Итоги работ гидрогеологической партии. Труды Монгольской комиссии АН СССР, № 6, Изд. АН СССР, 1932.

23. Васильевский П. М. Гидрогеологические исследования в Южно-Гобийском районе. Экспедиция АН СССР, 1931 г. Изд. АН СССР, 1932.

24. Вернадский В. И. О газовом обмене земной коры. Изв. АН СПб, 1912.

25. Вернадский В. И. Опыт описательной минералогии, т. II, вып. I, 1918.

26. Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. I, вып. II, Госхимтехиздат, 1927.

27. Вернадский В. И. О классификации природных газов. Сб. «Природные газы», № 2. Госхимтехиздат, 1931.

28. Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. II. История природных вод, вып. I—III. Госхимтехиздат, 1933—1936. Избранные сочинения, т. IV, кн. вторая. Изд. АН СССР, 1960.

29. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Очерки геохимии, т. I. Изд. АН СССР, 1954.

30. Виноградов А. П. Рассеянные химические элементы в подземных водах разного происхождения (о значении коэффициентов пропорциональности). Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. I. Изд. АН СССР, 1948.

31. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1957.

32. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Чтения им. В. И. Вернадского. Изд. АН СССР, 1959.

33. Влодавец В. И. Рассеянные элементы в вулканических продуктах. Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 13. Изд. АН СССР, 1959.

34. Вознесенский А. В. Землетрясение 26 июня (9 июля) 1905 г. на Танну-Ола. Изв. Вост.-Сиб. отд. русск. географ. об-ва, 1904 г., т. 35, вып. 2. Иркутск, 1908.

35. Володько И. Ф. Использование подземных вод для орошения и водоснабжения. Сельхозгиз, 1955.

36. Воронков П. П. О некоторых закономерностях формирования химического состава атмосферных осадков. ДАН СССР, т. 98, № 5, 1954.

37. Вотинцев К. В. Химический состав вод атмосферных осадков Прибайкалья. ДАН СССР, т. 95, № 5, 1954.

38. Григорьев И. А. Гидрогеологическое районирование минеральных вод Северного Кавказа. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. III. Изд. АН СССР, 1948.

39. Грум-Гржимайло Г. Е. Западная Монголия и Урянхайский край, т. I, СПб, 1914.

40. Дацыков В. В., Володько И. Ф., Кундзич М. М. Обводнение пустынных пастбищ. Сельхозгиз, 1960.

41. Денисов П. В., Бугаев А. Л. Химический состав атмосферных осадков северо-восточной части Украины. ДАН СССР, т. 108, № 5, 1956.

42. Денисов П. В. Схема происхождения термальных источников Тянь-Шаня. Гидрохимические материалы, т. XXIII. Изд. АН СССР, 1955.

43. Деньгин Ю. А. Некоторые минеральные источники южной части Центрального Забайкалья. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 4, Иркутск, 1931.

44. Деньгин Ю. А. Минеральные источники Центрального Забайкалья (верховья рек Чикой, Онон, Ингода). Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения НКТП СССР, вып. 184. ОНТИ, 1932.

45. Деревянко П. А. Сельскохозяйственное водоснабжение Монгольской Народной Республики. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. XXI. Изд. АН СССР, 1959.

46. Дерпгольц В. Ф. К гипотезе формирования природных растворов. ДАН СССР, т. 142, № 6, 1962.

47. Дзенс-Литовский А. И., Толстихин Н. И. Схематическая карта природных минеральных вод СССР. Госгеолиздат, 1946.

48. Дуров С. А. Синтез в гидрохимии. Происхождение солевого состава природных вод. Ростовское книжное изд-во, 1961.

49. Жаворонкина Т. К. О химическом составе атмосферных осадков. Метеорология и гидрология, № 9, 1958.

50. Жабрев Д. В. и Хацкевич Н. И. О формировании вод нефтяных месторождений. Нефт. хоз., № 12, 1951.

51. Заверин В. И. Распространение вечной мерзлоты в Монголии. Труды Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева, т. VII. Изд. АН СССР, 1950.

52. Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения и формирования рассолов на территории СССР. Бюл. НТИ ВСЕГЕИ, № 1, 1959.

53. Зайцев И. К. Региональные закономерности гидрохимии подземных вод СССР. Проблемы Гидрогеологии. Госгеолтехиздат, 1960.
54. Иванов А. Х. Геология и полезные ископаемые Кобдоского района Монгольского Алтая. Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 2. Изд. АН СССР, 1953.
55. Иванов А. Х. Восточное Прикосоголье. Монгольская Народная Республика. Географическое и геологическое описание. Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 3. Изд. АН СССР, 1953.
56. Иванов А. Т. Подземные воды Монгольской Народной Республики. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. XIX. Изд. АН СССР, 1958.
57. Иванов В. В. Гидрогеология главнейших типов минеральных вод. Руководство «Основы курортологии», т. I. Медгиз, 1956.
58. Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А. Карта подземных минеральных вод СССР (с объяснительной запиской). Госгеолтехиздат, 1960.
59. Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А. Основные закономерности образования и распространения минеральных вод на территории СССР. В кн. «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». Изд. Министерства здравоохранения СССР, 1960 и в кн. «Проблемы гидрогеологии». Госгеолтехиздат, 1960.
60. Иванов В. В. О происхождении и классификации современных гидротерм. Геохимия, № 5, 1960.
61. Иванов В. В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР. В кн. «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». Изд. Министерства здравоохранения СССР, 1960.
62. Иванов В. В. Основные генетические типы термальных вод и их распространение в СССР. В кн. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. II. Изд. АН СССР, 1961.
63. Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. ДАН СССР, т. 45, № 3, 1944.
64. Игнатович Н. К. О региональных гидрогеологических закономерностях в связи с оценкой условий нефтеносности. Советская геология, № 6, 1945.
65. Игнатович Н. К. Гидрогеология Русской платформы. Госгеолиздат, 1948.
66. Игнатович Н. К. Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктуры. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Сб. № 13 ВСЕГИНГЕО. Госгеолтехиздат, 1950.
67. Каленов А. Д. Новые данные о гранитоидах Восточной Монголии. ДАН СССР, т. 58, № 5, 1947.
68. Каленов А. Д. Мезозойские интрузии Восточной Монголии. Изв. Высш. Учеб. Завед., геология и разведка, № 2, 1962.
69. Каменский Г. Н. Поиски и разведка подземных вод. Госгеолиздат, 1947.
70. Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, 1959.
71. Капченко Л. Н. О природе хлоридных глубинных рассолов. Советская геология, № 3, 1962.
72. Карасев М. С. Процессы образования нефти и формирования залежей нефти и подземных вод в нефтеносных районах. Нефт. хоз., № 1, 1952.
73. Карстенс Э. Э. Термы Таджикистана. Сб. «Термы и газы Тянь-Шаня». Изд. АН СССР, 1938.
74. Кашкай М. А. Минеральные источники Азербайджана. Изд. АН АзербССР, 1952.
75. Кашкай М. А. Районирование Азербайджана по тепловому режиму. Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. II. Изд. АН СССР, 1961.
76. Клеменц Д. А. О ледниках в Монголии. Протоколы обыкновенного общего собрания членов Троицко-Савско-Кяхтинского отделения Приамурского отд. русск. географ. общ-ва от 2 апреля 1896, № 4, Москва, 1897.
77. Клеменц Д. А. Заметки о потухших вулканах в Хангае. Изв. Вост.-Сиб. русск. географ. об-ва, т. 28, вып. 2 и т. 26, вып. 2. Иркутск, 1897.
78. Климочкин В. В. Процессы конденсации в формировании подземных вод в Западном Забайкалье. Труды Второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири, вып. III. Иркутск, 1959.
79. Кобозев И. И., Карасева А. П. Углекислые минеральные воды Забайкалья. Материалы по подземным водам Восточной Сибири. Иркутск, 1957.
80. Ковда В. А. К вопросу о движении и накоплении кремнезема в засоленных почвах. Материалы по изучению засоленных почв, т. XXII, вып. I, Труды Почвенного института АН СССР. Изд. АН СССР, 1940.
81. Козлов П. К. Монголия и Кам. Труды экспедиции ИРГО в 1899—1901 гг., т. I, ч. I. СПб, 1905.
82. Козлов П. К. Двухлетнее путешествие по Монголии и Амдоскому нагорью. Труды Троицко-Кяхтинского отдела Приамурского отделения ИРГО, т. XXII, вып. 1, 2 и 3. СПб, 1909.

83. Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов. Гостоптехиздат, 1950.
84. Козлов А. Л. Формирование и размещение нефтяных и газовых залежей. Гостоптехиздат, 1959.
85. Комаров И. П. Геолого-петрографическое описание района выхода Белокурихинских радиоактивных терм. Материалы по геологии Западной Сибири, № 7. Томск, 1939.
86. Комаров В. Л. Поездка в Тункинский край и на оз. Косогол в 1902 г. Изв. ИРГО, т. 41, вып. I, СПб, 1906.
87. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Труды Института геологических наук, вып. 12, петрограф. сер. (№ 5). Изд. АН СССР, 1940.
88. Красинцева В. В. Химический состав главнейших термальных источников Бурят-Монголии. Вопросы изучения курортных ресурсов СССР. Медгиз, 1955.
89. Крайнов С. Р. Новые данные о минеральных водах Приморского Края. Бюл. научно-технической информации МГ и ОН СССР, № 2 (30). Госгеолтехиздат, 1961.
90. Кузнецов Н. Т. Гидрография рек Монгольской Народной Республики. Изд. АН СССР, 1959.
91. Куликова Н. Н. О газоносности Балейских рудных месторождений. Изв. Высш. учеб. завед. Геология и Разведка, № 4, 1961.
92. Куплетский Б. М. К геологии Восточной Монголии. Сб. «Северная Монголия», вып. I, Изд. АН СССР, 1926.
93. Куплетский Б. М. Геологический очерк восточной части Северной Монголии в районе течения р. Керулена. Предварительный отчет геологической экспедиции в Северную Монголию за 1926 г. Материалы Комиссии по исследованию Монгольской и Танну-Тувинской Народных республик и Бурят-Монгольской АССР, вып. I. Изд. АН СССР, 1929.
94. Курорты СССР (под ред. С. В. Курашова, Н. Е. Хрисанфова и Л. Г. Гольдфайля). Медгиз, 1951.
95. Куситасева В. М., Меламед И. Л. Состав болгарских минеральных вод (на болгарском языке). Изд-во Медицина и физкультура. София, 1958.
96. Кучин М. И. Белокурихинские радиоактивные термы. Материалы по геологии Западной Сибири, № 8. Томск, 1939.
97. Крылов М. М. Краткий обзор подземных вод Китая. Изд. АН УзбССР, 1958.
98. Ланге О. К. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. Материалы к познанию геологического строения СССР, издаваемых МОИП, Нов. сер., вып. 8 (18) «Очерки по региональной гидрогеологии СССР», 1947.
99. Ланге О. К. Основы гидрогеологии. Изд. МГУ, 1958.
100. Ланге О. К. Региональные закономерности формирования грунтовых вод. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. XVI. Изд. АН СССР, 1958.
101. Ланге О. К. Подземные воды СССР, ч. I (европейская часть СССР). Изд. МГУ, 1959.
102. Лебедева З. А. Геологические исследования Хархиринского массива Северо-Западной Монголии. Сб. «Северная Монголия», т. I. Изд. АН СССР, 1926.
103. Лебедева З. А. Итоги работ гидрогеологической партии. Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 6. Изд. АН СССР, 1932.
104. Лыков А. В. К теории миграции влаги внутри почвы. Почвоведение, № 9, 1951.
105. Макаренко Ф. А. Некоторые результаты изучения подземного стока. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. I. Изд. АН СССР, 1948.
106. Макаренко Ф. А. Кавказские минеральные воды. Вестник АН СССР, № 7, 1948.
107. Макаренко Ф. А. О происхождении углекислых солянощелочных вод в районе Кавказских минеральных вод. ДАН СССР, т. 72, № 2, 1950.
108. Макаренко Ф. А. Геотермическое изучение и районирование подземных вод Кавказа. Проблемы геотермии, т. II. Изд. АН СССР, 1961.
109. Маккавеев А. А. Основные черты тектоники и геологической истории района Гобийского Алтая. Проблемы Советской геологии, № 1, 1935.
110. Маккавеев А. А. Гидрогеологические наблюдения в котловине Байшинту Гобийского Алтая. Сб. «Гидрогеология и инженерная геология», № 2. Изд. ВИМС, 1936.
111. Маринов Н. А., Попов В. Н., Толстихин Н. И. Аршаны Монголии (на монг. языке). Труды Комитета наук МНР. Улан-Батор, 1949.
112. Маринов Н. А. К вопросу о генезисе нижнемеловых вод Восточной Монголии. Советская геология, № 24, 1947.
113. Маринов Н. А. Вертикальная зональность подземных вод северо-восточной части Центральной Азии. ДАН СССР, т. 60, № 8, 1948.
114. Маринов Н. А. О возможности формирования хлоркальциевых и хлормагниевых типов артезианских вод в континентальных отложениях Центральной Азии. ДАН СССР, т. 60, № 9, 1948.
115. Маринов Н. А., Толстихин Н. И. Распространение вечной мерз-

лоты (мерзлоты зоны) в МНР. Труды института мерзлотоведения им. В. А. Обручева, т. VII. Изд. АН СССР, 1950.

116. Маринов Н. А. О структурном значении разлома, обновленного землетрясением 1905 г. в Западной Монголии. Изв. АН СССР, сер. геология, № 6, 1955.

117. Маринов Н. А. Некоторые вопросы формирования подземных вод Монголии. Советская геология, № 56, 1956.

118. Маринов Н. А. Минеральные воды Халдзан-Обо-Аршана в Восточной Монголии. Современная Монголия, № 6, Улан-Батор, 1960.

119. Маринов Н. А. О гидрогеологических формациях. Разведка и охрана недр, № 8, 1961.

120. Масленников В. А. Современная Монголия. Госполитиздат, 1961.

121. Матусовский З. Л. Географическое обозрение Китайской империи. СПб, 1888.

122. Минеральные воды южной части Восточной Сибири (под ред. В. Г. Ткачук и Н. И. Толстихина). Изд. АН СССР, т. I, 1961, т. II, 1962.

123. Миртов Б. А. Газовый состав атмосферы Земли и методы его анализа. Изд. АН СССР, 1961.

124. Михно П. С. Краткий отчет о поездке в Монголию, на Иринские минеральные воды летом 1901 г. Труды Троицко-Савско-Кяхтинского отделения Приамурского отдела русск. географ. об-ва, т. 5, вып. 2. СПб, 1902.

125. Мурзаев Э. М. Монгольская Народная Республика. Физико-географическое описание. Географгиз, 1952.

126. Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 16. Изд. АН СССР, 1959.

127. Нехорошев В. П. Термы Алтая. Изв. геол. Комитета, т. 46, в. 5, 1927.

128. Нейбург М. Ф. Геологические исследования в районе хр. Батыр-Хайрхан (Северо-Западная Монголия) в 1926 г. Материалы Комиссии по научному исследованию Монгольской и Танну-Тувинской Народных Республик, вып. 7. Изд. АН СССР, 1929.

129. Новицкий В. Ф. Путешествие по Монголии в 1906 г. Изв. русск. географ. об-ва, 45, вып. 4—6. СПб, 1909.

130. Новицкий В. Ф. Всенно-географический обзор района Восточной Монголии, обследованного в 1906 г. Сб. географ., топограф. и статист. материалов по Азии, вып. XXXII. СПб, 1909.

131. Обручев В. А. Центральная Азия, Северный Китай и Нань-Шань, т. I и II. Отчет о путешествии в 1892—1894 гг. Изв. ИРГО. СПб, 1900—1901.

132. Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии. Природа. № 8—9, 1922.

133. Обручев В. А. Впадины Центральной Азии и их научные сокровища, ожидающие изучения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

134. Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

135. Обручев В. А. Восточная Монголия. Географическое и геологическое описание, ч. 3. Геологическое описание. Изд. АН СССР, 1954.

136. Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. ДАН СССР, т. 58, № 5, 1949.

137. Овчинников А. М. Основные закономерности распространения минеральных вод на территории СССР. Вопросы курортологии, № 5, 1939.

138. Овчинников А. М. Проблемы изучения терм. Труды МГРИ, т. XX. Госгеолиздат, 1940.

139. Овчинников А. М. Особенности гидрогеологии горных стран. ДАН СССР, т. 54, № 3, 1947.

140. Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолиздат, 1947.

141. Овчинников А. М. Основные принципы зональности минеральных вод Кавказа. Труды МГРИ, т. XXIII. Госгеолтехиздат, 1948.

142. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Госгеолиздат, 1949 (2-ое изд.), 1955.

143. Овчинников А. М. Основы гидрогеологии минеральных вод. Руководство «Основы курортологии», т. I. Медгиз, 1956.

144. Овчинников А. М. Условия формирования месторождений углекислых вод. Тезисы докладов на совещании курортных институтов по гидрогеологии минеральных вод. Изд. Министерства здравоохранения РСФСР, 1958.

145. Овчинников А. М. Основы учения о процессах формирования подземных вод. Изв. Высш. учебн. заведений. Геология и разведка, № 1, 1958.

146. Овчинников А. М., Иванов В. В. и Яроцкий Л. А. О происхождении углекислого газа минеральных вод. Советская геология, № 1, 1958.

147. Овчинников А. М. Условия формирования месторождений углекислых вод. Тезисы докладов на совещании курортных институтов по гидрогеологии минеральных вод 27—29 января. Изд. Министерства Здравоохранения РСФСР, 1958. Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. Изд. Министерства здравоохранения СССР, 1960.

148. Овчинников А. М. Закономерность распространения и формирования

углекислых гидротерм. Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. II. Изд. АН СССР, 1961.

149. Основы геокриологии (мерзлотоведения), ч. I и II. Изд. АН СССР, 1959.

150. Пантелеев И. Я. Гидрогеология и генезис Кавказских минеральных вод. В кн. «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». Изд. Министерства здравоохранения СССР, 1960.

151. Певцов М. В. Очерк путешествия по Монголии и северным провинциям Внутреннего Китая. Изв. Зап.-Сиб. отд. ИРГО, кн. 5, Омск, 1883.

152. Полынов Б. Б. и Крашенинников И. М. Физико-географические и почвенно-ботанические исследования в области бассейна реки Убер-Джаргалантэ и верховьев Ара-Джаргалантэ. В кн. «Северная Монголия», т. I. Изд. АН СССР, 1926.

153. Попов В. Н. О некоторых вопросах водоснабжения в восточной части МНР. Современная Монголия, № 5 (12), Улан-Батор, 1935.

154. Попов В. Н. Основные закономерности формирования и распределения подземных минеральных вод на территории Монгольской Народной Республики. Труды ВСЕГИНГЕО, Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб. 16. Госгеолтехиздат, 1959.

155. Попов В. Н. Геологические условия и гидрохимия подземных минеральных вод северо-восточной части Центральной Азии, Труды Второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1959.

156. Попов В. Н. Природные минеральные воды Монгольской Народной Республики (докторская диссертация), 1951—1952.

157. Попов В. Н. Изучение подземных минеральных вод. В кн. «Методическое руководство по гидрогеологической съемке». Госгеолтехиздат, 1961.

158. Попов В. Н. Термальные воды северо-восточной части Центральной Азии. Сб. статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии. Изд. МГУ, 1962.

159. Попов В. Н., Куцель Е. Н. О формировании фоновых и аномальных концентраций радона в подземных водах и о их поисковом значении. Советская геология, № 4, 1962.

160. Посохов Е. В. Термальные источники Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1947.

161. Посохов Е. В. К проблеме терм Тянь-Шаня. Гидрохимические материалы, т. XXV. Изд. АН СССР, 1955.

162. Потанин Г. Н. Очерки Северо-Западной Монголии, вып. I—IV. СПб, 1881—1883.

163. Потанин Г. Н. Саир-Усинский почтовый тракт по Монголии. Изв. Вост.-сиб. отд. ИРГО, т. XXIV, вып. 2. Иркутск, 1893.

164. Потанин Г. Н. Тангутско-Тибетская окраина Китая и Центральная Монголия. Путешествие 1884—1886 гг., т. 1 и 2. Изд. ИРГО, СПб, 1893.

165. Потанин Г. Н. Монгольский Алтай между Булугуном и Барлыком. Труды Томского общества изучения Сибири, т. III, вып. I. Томск, 1915.

166. Прасолов Л. И. О мерзлоте в почвах юго-западной части Забайкальской области и в Монголии. Труды Троицко-Кяхтинского отдела Приамурского отд. ИРГО, т. XV, вып. 2. СПб, 1913.

167. Пржевальский Н. М. От Кяхты до Пекина. Изв. ИРГО, т. VII. СПб, 1871.

168. Пржевальский Н. М. О путешествиях в Монголию и в страну тангутов. Изв. ИРГО, т. X, СПб, 1874.

169. Пржевальский Н. М. Монголия и страна тангутов. Трехлетнее путешествие в Восточной нагорной Азии, т. 1—2. Изд. ИРГО, СПб, 1875—1876.

170. Пржевальский Н. М. Из Зайсана через Хами в Тибет и на верховья Желтой реки. Третье путешествие в Центральной Азии. Изд. ИРГО, СПб, 1883.

171. Пржевальский Н. М. От Кяхты на истоки Желтой реки. Исследование северной окраины Тибета и путь через Лаб-Нор по бассейну Тарима. Четвертое путешествие в Центральной Азии. Изд. ИРГО, СПб, 1888.

172. Прокопенко Н. М. Газовые выделения Тянь-Шаня и Памира. Труды Памирской экспедиции АН СССР, вып. I (II). Изд. АН СССР, 1932.

173. Прокопенко Н. М. Термы Центрального Тянь-Шаня. Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. Труды СОПС АН СССР, сер. Киргизская, вып. 2, ч. III. Изд. АН СССР, 1933.

174. Прокопенко Н. М. и Комлев Л. В. Основные геохимические черты современных термальных процессов Среднего Тянь-Шаня. Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, ч. IV. Изд. СОПС АН СССР, 1935.

175. Савченко В. П. К вопросу о геохимии гелия. Сб. «Природные газы», № 9, ОНТИ, 1935.

176. Самойлов О. Я., Соколов Д. С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод. Изв. АН СССР, отд. химич. наук, № 3, 1957.

177. Самойлов О. Я., Соколов Д. С. Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения воды и ионов в растворах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1957.

178. Сауков А. А. Геохимия. Госгеолиздат, 1951.
179. Селиванов Л. С. О происхождении хлора и брома в соляной массе океана. Бюл. Вулканологической станции, № 11. Изд. АН СССР, 1947.
180. Сизова П. П. К характеристике разрезов нижнекарбоновых отложений района г. Урмуктуй и гор Хайта-Гай в Монголии. Труды Монгольской Комиссии, № 15. т. VI. Изд. АН СССР, 1935.
181. Синицын В. М. Заалтайская Гоби. Геологические рекогносцировки летом 1954 г. Изд. АН СССР, 1956.
182. Славянов Н. Н., Грюше П. А., Машковцев С. Ф., Карстенс Э. Э., Сарычева Т. Г., Лидин Г. Д., Макаренко Ф. А. Термы и газы Тянь-Шаня. Сб. Совета по изучению производительных сил СССР (СОПС). Изд. АН СССР, 1938.
183. Смирнов А. А. О природе CO_2 углекислых подземных вод. Советская геология, № 44, 1955.
184. Смирнов А. А. Генезис углекислоты в современных углекислых подземных водах. Советская геология, № 1, 1958.
185. Смирнов А. А. О перспективах выявления дополнительных ресурсов углекислых подземных вод в свете новых представлений об условиях их формирования. Труды ВСЕГИНГЕО, сб. 16. Госгеолтехиздат, 1959.
186. Смирнов В. А. Аршаны Монголии. Труды Монгольской комиссии АН СССР и научно-исследовательского комитета МНР, № 5. Изд. АН СССР, 1932.
187. Солоненко В. П., Трескова А. А., Флоренсов Н. А. Катастрофическое Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г. Сейсмологический очерк. Госгеолтехиздат, 1960.
188. Степанов В. М. Некоторые закономерности в распределении минеральных источников Забайкалья. Труды ВСЕГИНГЕО. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб. 14. Госгеолтехиздат, 1956.
189. Степанов В. М. Некоторые вопросы формирования подземных вод Забайкалья. Материалы по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Труды Восточно-Сибирского филиала АН СССР. Иркутск, 1958.
190. Степанов В. М. Гидрогеологическая зональность в горных районах Восточной Сибири. Труды Второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1959.
191. Стефаненко А. Я. О некоторых закономерностях в распределении и формировании подземных вод Юго-Восточной Монголии. Труды ВСЕГИНГЕО, сб. 11. Госгеолиздат, 1949.
192. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I и II. Изд. АН СССР, 1960.
193. Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений СССР. ОНТИ, 1935.
194. Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Гостоптехиздат, 1946.
195. Сулин В. А. О классификации природных вод. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. III. Изд. АН СССР, 1948.
196. Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод, ч. I. Изд. АН СССР, 1948.
197. Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. Гостоптехиздат. 1948.
198. Ткачук В. Г. Минеральные воды Иркутской области и БМАССР и задачи дальнейшего их изучения. Материалы по подземным водам Восточной Сибири. Иркутск, 1957.
199. Ткачук В. Г., Яснитская Н. В., Анкудинова Г. А. Минеральные воды Бурят-Монгольской АССР. Изд. Восточно-Сибирского филиала АН СССР, Иркутск, 1957.
200. Ткачук В. Г., Анкудинова Г. А. О минеральных водах Прибайкалья. Материалы по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Труды Восточно-Сибирского филиала АН СССР, сер. геол., вып. 10. Изд. АН СССР, 1959.
201. Ткачук В. Г. Минеральные воды южной части Восточной Сибири, их формирование и перспективы использования. Проблемы гидрогеологии. Госгеолтехиздат, 1960.
202. Толстихин Н. И. Краткий предварительный отчет о геологических данных, собранных в поездку летом 1919 г. по Монголии в бассейне реки Селенги. В кн. «Краткий отчет о работах Монгольской экспедиции 1919 г.». Иркутск, 1920.
203. Толстихин Н. И. Газы Восточного Забайкалья. Труды Геологоразведочного бюро газовых месторождений, вып. 3, ОНТИ, 1932.
204. Толстихин Н. И. О пестроте химического состава воды озер Северной Монголии. Материалы по гидрогеологии Узбекистана, вып. 15. Ташкент, 1933.
205. Толстихин Н. И. Минеральные источники Забайкалья. Водные богатства недр страны на службу социалистическому строительству. Сб. V «Минеральные воды». ОНТИ, 1934.
206. Толстихин Н. И., Дзенс-Литовский А. И. Минеральные воды Северной Азии в связи с ее геологическим строением и тектоникой. Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. V. Гостоптехиздат, 1937.

207. Толстихин Н. И. Провинции минеральных вод СССР. Проблемы Советской геологии, № 3, 1938.
208. Толстихин Н. И., Михайлов М. П. Минеральные источники и грязевые озера Восточной Сибири, их гидрогеология, бальнеохимия и курортологическое значение. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 21. Иркутск, 1946.
209. Толстихин Н. И. Рельеф и распределение подземных вод. Изв. Всесоюзного географического об-ва, № 5, 1947.
210. Толстихин Н. И. К вопросу о распределении минеральных вод СССР. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. III. Изд. АН СССР, 1948.
211. Толстихин Н. И. Подземные воды и минеральные источники Восточной Сибири. Материалы по подземным водам Восточной Сибири, Иркутск, 1957.
212. Толстихин Н. И. Некоторые основные вопросы гидрогеологии горных стран. Труды Второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1959.
213. Толстихин О. Н. К вопросу о количестве ювенильной воды, выделяющейся при образовании эффузивных пород. Геохимия, № 11, 1961.
214. Токарев А. Н., Щербаков А. В. Радиогидрогеология. Госгеолтехиздат, 1956.
215. Тортон Д., Петерсон Х. Орошаемые земли. ИЛ. 1952.
216. Усов М. А. Район приисков общества рудного дела Тушетуханского и Ценценхановского аймаков в Монголии, его геологическое строение и условия золотоносности. Томск, 1914. Перепечатано из журн. «Горные и золотопромышленные известия», № 14—18. Томск, 1914.
217. Усов М. А. Орография и геология Кентейского хребта в Монголии. Изв. Геологического Комитета, т. 34, № 8, 1915.
218. Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западной Сибири. Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. II. Гостоптехиздат, 1937.
219. Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. Изд. АН СССР, 1956.
220. Хасин Р. А. Киммерийские граниты Восточной Монголии. Советская геология, № 24, 1947.
221. Хитаров Н. И. Проблема изучения термальных полей большого и малого Кавказа. Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. II. Изд. АН СССР, 1961.
222. Хоменко И. П. Фауна песчаников Джаргалантинской свиты, собранная Почвенно-географической экспедицией 1926. Материалы Комиссии по исследованию Монгольской и Танну-Тувинской Народных республик и Бурят-Монгольской АССР, вып. 9. Изд. АН СССР, 1930.
223. Пытович Н. А. Вечная мерзлота в районе Улан-Батора (Монголия). Труды института мерзлотоведения им. В. А. Обручева, т. VII. Изд. АН СССР, 1950.
224. Шанцер Е. В. Современная геология и ее место в естествознании. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1961.
225. Швецов П. Ф. О значении тепловых форм движения в циркуляции и питании подземных вод горных стран по системам тектонических трещин. ДАН СССР, нов. серия, т. 73, № 3, 1950.
226. Швецов П. Ф. Подземные воды Верхоянско-Колымской горно-складчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. Изд. АН СССР, 1951.
227. Швецов П. Ф. О значении взаимодействия гравитационного и температурного полей в циркуляции трещинных вод некоторых горных стран. Вопросы геологии Азии, т. II. Изд. АН СССР, 1955.
228. Швецов П. Ф. О значении почвы в процессах водообмена земной коры с атмосферой и роли почвенных вод в формировании грунтовых и межпластовых вод. Сб. статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии. Изд. МГУ, 1962.
229. Шинкаренко А. Л. Гидрогеохимическая характеристика и вопросы генезиса ессентукских углекислых вод. Труды Государственного бальнеологического института Кавказских минеральных вод, т. 23—25. Пятигорск, 1946.
230. Шинкаренко А. Л. О газовом составе и содержании микроэлементов в минеральных источниках района Кавказских минеральных вод. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. 3. Изд. АН СССР, 1948.
231. Шишмарев Я. П. Поездка из г. Урги на р. Онон. Записки Сибирского отделения ИРГО, т. 8. СПб, 1865.
232. Щеголев Д. И., Толстихин Н. И. Подземные воды в трещиноватых породах. Гостоптехиздат, 1939.
233. Щербаков А. В. Роль экзогенного метаморфизма в формировании природных газов литосферы и подземной гидросферы. Труды ВСЕГИНГЕО, сб. 16. Госгеолтехиздат, 1959.
234. Юркевич И. А. Исследования по методике фациально-геохимического изучения осадочных пород. Изд. АН СССР, 1958.

235. Ядринцев Н. М. Путешествие на верховья Орхона, к развалинам Кара-Корума. Изв. ИРГО, т. 24, вып. 4. СПб, 1880.

236. Ядринцев Н. М. Отчет экспедиции на Орхон, совершенной в 1899 г. по поручению Вост.-Сиб. отделения ИРГО. Сб. трудов Орхонской экспедиции, вып. I. СПб, 1892.

237. Ядринцев Н. М. Отчет и дневник о путешествии по Орхону и в Южный Хангай в 1891 г. Сб. трудов Орхонской экспедиции, вып. 5, СПб, 1901.

238. Яроцкий Л. А. Основные закономерности образования сероводородных вод. В кн. «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». Изд. Министерства здравоохранения СССР. 1960.

239. Ячевский Л. А. Краткий предварительный отчет о геологической части Саянской экспедиции Н. Л. Бобыря. Изв. Вост.-Сиб. отд. ИРГО, т. 19, № 1. Иркутск, 1888.

240. Mills R. V. and Wells R. G. The evaporation and concentration of waters associated with petroleum and natural gas. USGS, bull., 693, 1919.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

От редактора 3

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩАЯ

Введение 7

Глава I. **История гидрогеологических исследований** 10

Глава II. **Физико-географический очерк** 17

Рельеф 17
Климат 23
Реки и озера 26
Мерзлая зона Земли (многолетняя криолитозона, подземная криосфера) . . 28

Глава III. **Геологическое строение** 36

Стратиграфия 36
Интрузивные горные породы 51
Тектоника 54

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Глава IV. **Общая характеристика водоносных горизонтов, комплексов и гидрогеологических формаций** 61

Гидрогеологическая формация гранитоидных пород 62
Гидрогеологическая формация метаморфических пород докембрия 66
Гидрогеологическая формация карбонатных пород 67
Гидрогеологическая формация песчанико-сланцевых пород палеозоя . . . 69
Гидрогеологическая формация эффузивных пород докайнозоя 72
Водоносный комплекс юрских отложений 75
Гидрогеологическая формация мезо-кайнозойских отложений 76
Водоносный комплекс меловых отложений 79
Водоносный комплекс кайнозойских эффузивов 104
Водоносный комплекс третичных отложений 106
Водоносный комплекс четвертичных отложений 114

Глава V. **Формирование химического состава подземных вод** 132
Формирование химического состава грунтовых вод 132

Влияние климата на формирование химического состава грунтовых вод 132
Влияние почв и биохимических процессов на формирование химического состава грунтовых вод 136
Влияние состава пород на формирование химического состава грунтовых вод 137
Влияние рельефа на формирование химического состава грунтовых вод 140

Стр.

Формирование химического состава артезианских вод 158
Характер бассейнов мезо-кайнозойского осадконакопления 158
О формировании химического состава артезианских вод 183
Влияние неотектоники и положения местных базисов эрозии на изменение состава и зональности артезианских вод 194

Глава VI. **К вопросу о формировании и оценке ресурсов подземных вод** 199

Влияние климата на формирование ресурсов подземных вод 199
Влияние рельефа на формирование ресурсов подземных вод 202
Влияние неотектоники на формирование ресурсов подземных вод 204
Оценка ресурсов подземных вод 205

Глава VII. **Гидрогеологическое районирование** 207

Глава VIII. **Использование подземных вод в народном хозяйстве** 220

Использование подземных вод для водоснабжения 220
Подземные воды как источник минерального сырья 237
Использование данных о химическом составе подземных вод для поисков сульфидного оруденения 241

Глава IX. **Некоторые вопросы охраны подземных вод** 243

Глава X. **Гидрогеологические условия месторождений полезных ископаемых** 247

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ПОДЗЕМНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Глава XI. **Гидрогеология подземных минеральных вод** 269

Глава XII. **Условия формирования подземных минеральных вод** 374

Глава XIII. **Типизация минеральных вод Монголии** 414

Глава XIV. **Гидрогеологическое районирование подземных минеральных вод** . 422

Глава XV. **Основные задачи дальнейшего изучения и перспективы народнохозяйственного использования гидроминеральных ресурсов страны** 436

Литература 441

Авторы
Николай Александрович Маринов,
Василий Николаевич Попов
Гидрогеология Монгольской Народной Республики

Ведущий редактор *Л. П. Ключникова*
Технический редактор *А. С. Полосина*
Корректоры: *Г. Г. Дебабова и Л. В. Сметанина*

Подписано к набору 8/IV 1963 г.
Подписано к печати 29/V 1963 г.
Формат 70 × 108 1/16. Физ. печ. л. 28,25.
Усл. печ. л. 38,70. Уч.-изд. л. 40,70.
Т-06363. Тираж 2000 экз.
Зак. 467/1313. Цена 3 р. 05 к.

Гостоптехиздат. Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Типография «Красный Печатник».
Ленинград, Московский проспект, 91.

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
183	3 снизу	Среди озер	Среди источников
230	1 сверху	Нормы расхода	Нормы минерализации
282	1 снизу	Fe_7	Fe_{17}
285	19 сверху	$(Na+K)_{18}$	$(Na+K)_8$
357	4 сверху	$CO^2_{0,0015}$	$CO^2_{0,015}$
373	20 сверху	$H^2SiO^3_{39}SO^4_9$	$H^2SiO^3_{39}$
373	3 снизу	$T^\circ_{0,3}$.	$H^2SiO^3_{25,5}$; $T^\circ_{0,3}$.
408	19 сверху	$(HCO^3_{40}+CO^3_{30})$	$(HCO^3_{40}+CO^3_{30})_{70}SO^4_{18}Cl_{12}$

Заказ 467/1313.

1207